



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



ICNOFACIES SUSTRATO-CONTROLADAS EN LA TRANSICIÓN DE LAS FORMACIONES CHILCATAY Y PISCO (NEÓGENO SUPERIOR), OCUCAJE, PERÚ.

Memoria para optar al Título de Geólogo

FABIÁN AMBROSIO FIGUEROA MARTÍNEZ

Profesor Patrocinante : Dr. Alfonso Encinas Martín
Profesional Guía : Dr. Raúl Esperante Caamaño
Profesores Comisión : MSc. Abraham González Martínez
: MSc. Sylvia Palma Heldt

Concepción, 2023

*“Una cosa es desear tener la verdad de nuestro lado,
y otra es desear sinceramente estar del lado de la verdad”*

Richard Whately

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del problema	1
1.2. Sustento teórico	2
1.2.1. Icnología	2
1.2.2. Trazas fósiles	3
1.2.3. Principios icnológicos	4
1.2.4. Clasificación	4
1.2.4.1. Clasificación de estructuras biogénicas	6
1.2.4.2. Clasificación etológica	8
1.2.5. Preservación de las trazas fósiles	8
1.2.6. Icnotaxonomía	12
1.2.7. Icnotaxobases	12
1.2.8. Icnofacies	14
1.2.8.1. Icnofacies sustrato-controladas	16
1.3. Ubicación y acceso	20
1.4. Hipótesis de trabajo	22
1.5. Objetivos	22
1.5.1. Objetivo General	22
1.5.2. Objetivos Específicos	22
1.6. Metodología	23
1.6.1. Trabajo de Campo	23
1.6.2. Columnas Estratigráficas	23
1.6.3. Muestreo	25
1.6.4. Metodología de gabinete y laboratorio	26
1.6.5. Caracterización de facies e icnofacies	26
1.6.6. Simbología	28
1.7. Agradecimientos	29
2. MARCO GEOLÓGICO	31
2.1. Generalidades	31
2.2. Precámbrico	34
2.2.1. Complejo Basal de la Costa (NP-cbc)	34
2.3. Paleozoico	36
2.3.1. Batolito San Nicolás (SD-sn)	36

2.4. Mesozoico	36
2.4.1. Formación Guaneros (Js-gu)	36
2.5. Cenozoico	37
2.5.1. Formación Paracas	37
2.5.1.1. Miembro Los Choros (Pe-ch)	37
2.5.1.2. Miembro Yumaque (Peo-yu)	38
2.5.2. Formación Otuma (PN-ot)	38
2.5.3. Formación Chilcatay (PN-ch)	39
2.5.4. Formación Pisco (NP-pi)	40
2.5.5. Formación Cañete (Qpl-ca)	40
2.5.6. Depósitos Cuaternarios (Qh-al, Qh-el, Qh-e)	41
3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	42
3.1. Facies	49
3.1.1. Formación Chilcatay (PN-ch/Ct2)	49
3.1.2. Formación Pisco (NP-pi)	49
3.1.2.1. Conglomerado Fosfático (Cgf)	49
3.1.2.2. Areniscas Finas Masivas (Af-mf)	59
3.1.2.3. Areniscas Bioclásticas (Sb)	65
3.1.2.4. Areniscas Carbonáticas (Sc)	69
3.1.2.5. Limolitas (Lim) y Limolitas Diatómaceas (Lim-d)	71
3.2. Asociaciones de Facies y Ambiente de Sedimentación	74
3.2.1. Asociaciones de Facies	74
3.2.1.1. Asociación de Facies F1: Conglomerado transgresivo	76
3.2.1.2. Asociación de Facies F2: Areniscas masivas con intercalaciones de areniscas carbonáticas y bioclásticas	76
3.2.1.3. Asociación de Facies F3: Limolitas pardas-grisáceas con niveles de areniscas masivas y areniscas carbonáticas	78
3.2.1.4. Asociación de Facies F4: Limolitas grisáceas-pardas y limolitas diatomáceas con niveles de ceniza y nódulos dolomíticos	78
3.2.2. Ambiente de Sedimentación	79
4. ICNOLOGÍA DEL LÍMITE PE0.0	81
4.1. Generalidades	81
4.2. Icnología Sistemática	81
4.2.1. Estructuras de bioerosión	81
4.2.1.1. Icnogénero <i>Gastrochaenolites</i> LEYMERIE, 1842	81
4.2.1.2. Icnogénero <i>Trypanites</i> MÄGDEFRAU, 1932	89
4.2.1.3. Icnogénero <i>Caulostrepsis</i> CLARKE, 1908	91
4.2.1.4. Icnogénero <i>Maeandropolydora</i> VOIGT, 1965	93

4.2.1.5. Icnogénero <i>Entobia</i> BRONN, 1938	95
4.2.2. Estructuras de bioturbación	96
4.2.2.1. Icnogénero <i>Thalassinoides</i> EHRENBERG, 1944	96
4.2.2.2. Icnogénero <i>Spongeliomorpha</i> SAPORTA, 1887	98
4.3. Distribución de las Trazas Fósiles en la Superficie Límite PE0.0	102
4.3.1. Icnosociación	102
4.3.1.1. Icnosociación <i>Gastrochaenolites</i>	102
4.3.1.2. Icnosociación <i>Thalassinoides</i> , <i>Spongeliomorpha</i> y <i>Gastrochaenolites</i>	103
4.3.1.3. Icnosociación <i>Gastrochaenolites</i> , <i>Trypanites</i> , <i>Caulostrepsis</i> , <i>Maeandropolydora</i> y <i>Entobia</i>	104
4.4. Icnofacies y sus Implicancias	105
4.4.1. Icnofacies de <i>Glossifungites</i>	105
4.4.2. Icnofacies de <i>Trypanites</i>	107
5. MODELO PALEOAMBIENTAL	109
5.1. Evento Pre-discontinuidad	109
5.2. Superficie de Discontinuidad	109
5.3. Evento Post-discontinuidad	117
6. CONCLUSIONES	119
7. BIBLIOGRAFÍA	121
8. ANEXOS	146
8.1. Columnas Estratigráficas	146
8.2. Descripción Microscópica de Secciones Transparentes	159
8.3. Microfotografías de Secciones Transparentes	170

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.	1. Principios de las trazas fósiles, un organismo produce distintos icnotaxones	5
1.	2. Principios de las trazas fósiles, distintos organismos pueden generar el mismo icnotaxón	5
1.	3. Principios de las trazas fósiles, la misma estructura se preserva de forma diferencial dependiendo de las condiciones del sustrato	6
1.	4. Esquema etológico para las trazas fósiles (modificado de Vallon <i>et al.</i> , 2016)	12
1.	5. Terminología para la clasificación preservacional de las trazas fósiles (modificado de Seilacher, 1964)	12
1.	6. Modelos arquetipos de icnofacies sustrato-controladas (modificado de Buatois & Mángano 2011)	17
1.	7. Mapa de ubicación del área de estudio	20
1.	8. Mapa de ubicación de los distintos afloramientos en el área estudio	21
1.	9. Índice de bioturbación (IB) para estratos con dominio de los icnogéneros <i>Skolithos</i> (izquierda) y <i>Ophiomorpha</i> (derecha) (Droser & Bottjer, 1986)	24
1.	10. Diagrama esquemático del índice de icnofábrica	25
1.	11. Triángulo de clasificación composicional para rocas siliciclásticas (modificado de Pettijohns <i>et al.</i> , 1987), traducción propia	27
1.	12. Clasificación de Dunham para rocas carbonáticas (modificado de Embry & Klovan, 1971). Traducción propia, manteniendo los nombres en inglés originales propuestos por el autor	28
1.	13. Simbología utilizada para columnas estratigráficas, figuras y esquemas	28
2.	1. Mapa de las principales unidades morfoestructurales de Perú (modificado de León <i>et al.</i> , 2000)	32
2.	2. Mapa de las principales estructuras y cuencas de antearco en la costa de Perú (modificado de Di Celma <i>et al.</i> , 2016)	33
2.	3. Mapa geológico de las principales unidades litológicas para la zona de estudio	35
3.	1. Correlación del sector oeste del área de estudio: cerros Zanjones y Yesera de Amara	45

3.	2.	Correlación del sector central del área de estudio: cerros Submarino, Buque, Buque Chico y Tinajones	46
3.	3.	Correlación del sector este del área de estudio, cerros Tres Pirámides	47
3.	4.	Columna generalizada de la Formación Pisco en el área de estudio	48
3.	5.	Perfil de ambiente siliciclásticos marinos costeros (modificado de Nichols, 2009)	74
4.	1.	Terminología para las perforaciones de <i>Gastrochaenolites</i> isp. y las icnoespecies encontradas en el área de estudio (modificado de Kelly & Bromley, 1984)	82
4.	2.	Terminología y esquema morfológico general para el icnogénero <i>Trypanites</i>	89
4.	3.	Terminología morfológica general para el icnogénero <i>Caulostrepsis</i> (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1983)	92
4.	4.	Esquema morfológico general del icnogénero <i>Maeandropolydora</i> (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1983)	94
4.	5.	Terminología y esquema morfológico general del icnogénero <i>Entobia</i> (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1984)	95
4.	6.	Esquema morfológico general del icnogénero <i>Thalassinoides</i> . (modificado de Bromley, 1992)	97
4.	7.	Esquema morfológico general del icnogénero <i>Spongeliomorpha</i> (modificado de Zhang <i>et al.</i> , 2020)	99
4.	8.	Distribución de trazas en el contacto entre las formaciones Pisco y Chilcatay	102
5.	1.	Representación esquemática de la formación de PE0.0	110
5.	2.	Continuación representación esquemática de la formación de PE0.0	111
5.	3.	Modelo deposicional de las facies previas a la discontinuidad PE0.0 pertenecientes a la Formación Chilcatay	112
5.	4.	Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, marcada por una importante regresión marina, exhumación y progradación de facies continentales	113
5.	5.	Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, seguido por un subsecuente evento transgresivo que borra antiguas superficies estratigráficas secuenciales	114

- | | | | |
|----|----|--|-----|
| 5. | 6. | Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, caracterizada por un importante intervalo de colonización del sustrato en la playa y el frente de playa | 116 |
| 5. | 7. | Modelo deposicional de las facies posteriores a la discontinuidad PE0.0 pertenecientes a la Formación Pisco | 118 |

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
3. 1. Vista general de los distintos afloramientos del área de estudio	43
3. 2. Continuación de la vista general de los distintos afloramientos del área de estudio	44
3. 3. Facies terminales de la Formación Chilcatay	50
3. 4. Facies de conglomerado fosfático	51
3. 5. Clastos ígneos en la unidad fosfática	54
3. 6. Descripción de clastos fosfáticos en la unidad fosfática	55
3. 7. Descripción de los clastos carbonáticos presentes en la unidad fosfática	56
3. 8. Microfotografías de la matriz en la unidad fosfática	57
3. 9. Fósiles presentes en la unidad fosfática	58
3. 10. Vista principal de las capas de areniscas finas masivas (flechas rojas) en cerro Tres Pirámides	59
3. 11. Microfotografías de la unidad de arenisca fina	60
3. 12. Descripción de facies de la unidad de arenisca fina	61
3. 13. Continuación de la descripción de facies de la unidad de arenisca fina	62
3. 14. Fósiles presentes en la facies de arenisca fina	63
3. 15. Continuación de los fósiles presentes en la facies de arenisca fina	64
3. 16. Icnofósiles presentes en la facies de arenisca fina	65
3. 17. Vista principal de la facies de arenisca bioclástica	66
3. 18. Microfotografías de la unidad de arenisca bioclástica	67
3. 19. Fósiles y trazas fósiles presentes en la facies de arenisca bioclástica	68
3. 20. Vista principal de las facies de arenisca carbonática	69
3. 21. Microfotografías de la facies de arenisca carbonática	70
3. 22. Vista principal de la facies de limolita	71
3. 23. Microfotografías de las facies de limolitas y limolitas diatomáceas	72

3.	24.	Estructuras sedimentarias, fósiles y trazas fósiles presentes en las facies de limolitas	73
4.	1.	Ejemplares del icnogénero Gastrochaenolites	85
4.	2.	Continuación de los ejemplares del icnogénero Gastrochaenolites 1 en el techo de la Formación Chilcatay	86
4.	3.	Continuación de los ejemplares del icnogénero Gastrochaenolites 2	87
4.	4.	Continuación de los ejemplares del icnogénero Gastrochaenolites 3	88
4.	5.	Ejemplares del icnogénero Trypanites en intraclastos carbonáticos	90
4.	6.	Continuación de los ejemplares del icnogénero Trypanites en intraclastos carbonáticos	91
4.	7.	Ejemplares del icnogénero Caulostrepsis	93
4.	8.	Ejemplares del icnogénero Maeandropolydora	94
4.	9.	Ejemplares del icnogénero Entobia	96
4.	10.	Ejemplares del icnogénero Thalassinoides	98
4.	11.	Ejemplares del icnogénero Spongeliomorpha	100
4.	12.	Continuación de los ejemplares del icnogénero Spongeliomorpha	101

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. 1. Características principales de las trazas fósiles (Buatois & Mángano, 2011)	3
1. 2. Principios fundamentales de la icnología (Buatois & Mángano, 2011)	4
1. 3. Clasificación de estructuras biogénicas sedimentarias (Frey, 1973; Buatois & Mángano, 2011)	7
1. 4. Clasificación etológica de las trazas fósiles, (basada en Seilacher, 1953; Mángano & Buatois, 2016; Vallon <i>et al.</i> , 2016)	9
1. 5. Continuación de la clasificación etológica de las trazas fósiles, (basada en Seilacher, 1953; Mángano <i>et al.</i> , 2016; Vallon <i>et al.</i> , 2016)	10
1. 6. Tipos de paredes (basado en Bromley, 1996)	13
1. 7. Clasificación de los principales tipos de icnofacies (modificado de Mángano & Buatois, 2016)	15
1. 8. Tabla de clasificación granulométrica (modificada de Wentworth, 1922)	27
3. 1. Ubicación geográfica de los afloramientos del área de estudio	42
3. 2. Tabla de las principales asociaciones de facies presentes en la Formación Pisco	75

RESUMEN

La estratigrafía, paleontología y tectónica de la cuenca de Pisco Este al SO de Perú, han sido objeto de extenso estudio en los últimos años. El presente estudio se centra en la caracterización icnológica e interpretación paleoambiental en el límite interformacional (PE0.0 según Di Celma *et al.*, 2018) entre las formaciones Chilcatay (Oligoceno) y Pisco (Mioceno-Plioceno). Los procesos involucrados en la formación de la superficie –PE0.0– se dividen en tres etapas:

1. Evento pre-discontinuidad: caracterizado por las facies terminales de la Formación Chilcatay en un contexto transgresivo entre la zona del *shoreface* (areniscas gruesas y finas) y la zona del *offshore* (limolitas grisáceas).
2. Superficie de discontinuidad: formada por una importante regresión forzada, el desarrollo de una superficie de discontinuidad subárea (SU) y una superpuesta superficie de ravinamiento (WRSs). Esta última estuvo ligada a fuertes procesos de erosión y retrabajo a medida que la línea de costa avanzó al continente. Las bajas tasas de sedimentación permitieron la formación de un hiato deposicional, momento aprovechado por organismos colonizadores en la costa, caracterizados por la presencia de las icnofacies de *Trypanites* (*Gastrochaenolites* isp., *Maeandropolydora* isp., *Entobia* isp., *Caulostrepsis* isp. y *Trypanites* isp.) y *Glossifungites* (*Thalassinoides suevicus* y *Spongeliomorpha iberica*).
3. Evento post-discontinuidad: caracterizado por un nuevo proceso transgresivo que permite la sedimentación de la Formación Pisco, partiendo con una base conglomerática con alta concentración de fosfatos (Cgf), potentes capas de areniscas masivas finas (Af-mf) intercaladas con areniscas bioclásticas (Sb) y carbonáticas (Sc) depositadas en la zona del *shoreface*, seguidas de intercalaciones de areniscas finas con capas cada vez más potentes de limolitas (Lim) en la zona de transición y finalmente potentes capas de limolitas (Lim) y limolitas diatomáceas (Lim-d) que se depositaron en la zona del *offshore*.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El margen occidental de Sudamérica destaca por la presencia de una serie de cuencas que van desde el Cretácico Superior al Neógeno y que se distribuyen entre los 4° y 47° de latitud S. La mayoría de estas cuencas se caracterizan por ser cuencas de antearco de estilo *pull-apart*, y poseer similitudes estructurales y sedimentarias (Martínez-Pardo, 1990).

En particular, la estratigrafía, paleontología y tectónica de la cuenca Este de Pisco, al SO de Perú, han sido estudiadas en extenso durante los últimos años. (Adams, 1906; Macharé, 1987; Dávila, 1989; Marocco & Muizon, 1988; Dunbar *et al.*, 1990; DeVries, 1998; Brand *et al.*, 2004; Urbina & Stucchi, 2005; Lambert *et al.*, 2008; Bianucci *et al.*, 2010; Parham & Pyenson, 2010; Esperante & Poma 2015; Di Celma *et al.*, 2016; Gariboldi *et al.*, 2017). Sin embargo, los estudios icnológicos en la cuenca son escasos y no han sido completamente desarrollados. Destaca el trabajo de Muñiz *et al.* (2011) donde describen la presencia de la icnoespecie *Gyrolithes vidali*, actualmente asignado (sinonimizado) como *Gyrolithes krameri* (Uchman & Hacken, 2013). Así mismo, Esperante *et al.* (2015) hacen alusión a la presencia de estructuras de bioerosión *Gastrochaenolites* isp. y *Trypanites* isp. en la Formación Pisco, y los estudios de Di Celma *et al.* (2016 & 2017) señalan la presencia de las icnofacies de *Trypanites* y *Glossifungites* en la transición entre las formaciones Chilcatay y Pisco.

Por otro lado, la determinación de las unidades cenozoicas usando solamente los aspectos litológicos en la cuenca es discutible, debido que cada unidad se caracteriza básicamente por capas de areniscas masivas muy finas a finas, de tonalidades pardas a amarillentas, areniscas bioclásticas que hacia arriba cambian a areniscas limosas y limolitas tufáceas y diatomáceas de tonalidades gris-blanquecino. Debido a lo anterior, trabajos recientes (Di Celma *et al.*, 2016, 2017, 2018; DeVries & Jud, 2018) sugieren que para definir las unidades sedimentarias de la cuenca de Pisco es más apropiado el término “secuencia deposicional” . Término que se define como *una sucesión relacionada genéticamente y limitada en su base y techo por discontinuidades o por una conformidad correlativa* (Catuneanu & Zecchin 2013). Por este motivo, la identificación de

determinadas icnofacies es vital para entender los procesos de sedimentación que tuvieron lugar en la cuenca.

De esta forma, el presente estudio se centra en los aspectos icnológicos de la cuenca Este de Pisco (13°00' y 15°40' de latitud S), específicamente la caracterización de las icnofacies sustrato-controladas en el contacto de las formaciones Chilcatay (Oligoceno-Mioceno) y Pisco (Mioceno-Plioceno). Proponiendo un marco paleoambiental en la transición de dichas unidades, aportando así a la reconstrucción de la cuenca y a delimitar correctamente las principales unidades estratigráficas presentes.

1.2. SUSTENTO TEÓRICO

1.2.1. ICNOLOGÍA

La icnología (del griego *ιχνος*, ijnos= huella y *λογος*, logos= tratado) es la ciencia encargada de estudiar las interacciones entre los organismos y el sustrato, enfatizando el modo en que animales y plantas dejan un registro de su comportamiento (Ekdale *et al.*, 1984). En este sentido, Frey & Wheatcroft (1989), Pemberton *et al.* (1992) y Bromley (1990) diferencian las estructuras producto de la interacción organismo-sustrato blando (estructuras bioturbación; p.ej., madrigueras, huellas, rastros, etc.) de las estructuras que resultan de la interacción organismo-sustrato duro biogénico o no biogénico (estructuras de bioerosión; p.ej., perforaciones químicas o mecánicas, marcas de dientes en un hueso, etc.). Las estructuras preservadas en el registro fósil, denominadas “trazas fósiles o icnofósiles”, forman parte de estudios paleoicnológicos, y si son actuales, competen al campo de la neoicnología (Buatois *et al.*, 2002). Igualmente, la icnología estudia estructuras como los coprolitos, pellets fecales y huevos (i.e., estructuras de biodeposición) o los estromatolitos y tapices algales (i.e., estructuras de bioestratificación) (Frey, 1973; Frey & Pemberton, 1984; Pemberton *et al.*, 1990).

Por otro lado, la “traza” es el resultado de la interacción organismo-sustrato, lo que Frey & Pemberton (1985) definen como *estructura biogénica individualmente distintiva, relacionada en mayor o menor medida con la morfología del organismo productor*. Además, las trazas reflejan otros parámetros como la forma de vida (solitaria o gregaria), tipo de trofismo o alimentación

(pasiva o activa) y condiciones ambientales (energía del medio, oxigenación, salinidad, tipo de sustrato, tasas de sedimentación, suministro alimenticio y batimetría).

La icnología posee un carácter interdisciplinario y su interés es múltiple e influyente en varios campos de la Biología y Geología, por ejemplo, como herramienta para la interpretación de paleoambientes (Buatois & Mángano, 1996), en la delimitación de paleocostas a partir de estructuras de bioerosión ligadas a litorales rocosos (Bromley & Asgaard, 1993), en la estratigrafía secuencial delimitando niveles guía que ayudan en las correlaciones estratigráficas (Pemberton & MacEachern, 1995), o en la geología de hidrocarburos, ya que en muchos casos, las rocas sedimentarias intensamente bioturbadas pueden constituir importantes reservorios de petróleo (Pemberton, 1992).

1.2.2. TRAZAS FÓSILES

Las características intrínsecas de las trazas fósiles constituyen una herramienta relevante para estudios de estratigrafía y sedimentología. Ekdale & De Gibert (2010) afirman que *las trazas fósiles corresponden al registro tangible del comportamiento fósil, siendo de gran utilidad en el caso de ser el único registro del comportamiento de algunos organismos, que debido a sus características poseen mínimas posibilidades de fosilización*. La Tabla 1.1 resume sus principales atributos.

Tabla 1.1: Características principales de las trazas fósiles (Buatois & Mángano, 2011).

Rasgo distintivo	Relevancia
Rango de facies restringido	Una asociación particular de icnofósiles refleja determinados parámetros paleoambientales.
Ausencia de transporte	Corresponde al registro de la actividad biológica <i>in situ</i> , guardando estrecha relación con el sustrato que las contiene.
Registro de biotas de cuerpo blando	Las trazas fósiles registran la actividad de la llamada “fauna de cuerpo blando” (p.ej. poliquetos) que en muchos ambientes representa la mayor biomasa.
Registro de comportamiento	La morfología y el patrón arquitectural registrado de los icnofósiles proporciona valiosa información sobre la etología, hábitat, hábitos alimenticios y locomoción, entre otras actividades.

1.2.3. PRINCIPIOS ICNOLÓGICOS

Los denominados principios icnológicos (Tabla 1.2, Figuras 1.1, 1.2 & 1.3) complementan las características descritas en el apartado anterior, y establecen la naturaleza de las relaciones entre las estructuras biogénicas con los organismos productores y el sustrato (Ekdale *et al.*, 1984; Bromley, 1990).

Tabla 1.2: Principios fundamentales de la icnología (Buatois & Mángano, 2011).

Principios icnológicos	Relevancia
Un mismo organismo puede generar más de un tipo de traza	Un organismo desarrolla múltiples comportamientos para subsistir, que quedan registrados como estructuras biogénicas.
Distintos organismos pueden producir un mismo icnofósil	Diferentes organismos pueden producir la misma icnoespecie o icnogénero, producto de las convergencias en el comportamiento.
Múltiples organismos pueden producir una única estructura	Los organismos pueden trabajar tanto de manera simultánea, en relación simbiótica o comensalista, como en forma sucesiva, en donde una excavación abandonada es reocupada por un segundo organismo utilizando los recursos disponibles.
Los organismos productores rara vez se preservan	Los cuerpos blandos poseen un escaso potencial de fosilización.
La misma estructura se preserva diferencialmente dependiendo del sustrato	Las propiedades del sustrato representan un factor de primer orden en la morfología de la traza resultante (litología, porcentaje de humedad, consolidación, cementación, etc.).

1.2.4. CLASIFICACIÓN

Las trazas fósiles se enmarcan bajo dos principales conceptos que permiten su clasificación y organización: las estructuras biogénicas y las estructuras etológicas, ambos términos se complementan y permiten describir: (1) los aspectos físicos relacionados a la disrupción o modificación del sedimento por los organismos y (2) el reflejo de los patrones de respuesta observables de un organismo en el sedimento frente a estímulos internos o externos. Ambos términos son abordados a continuación.

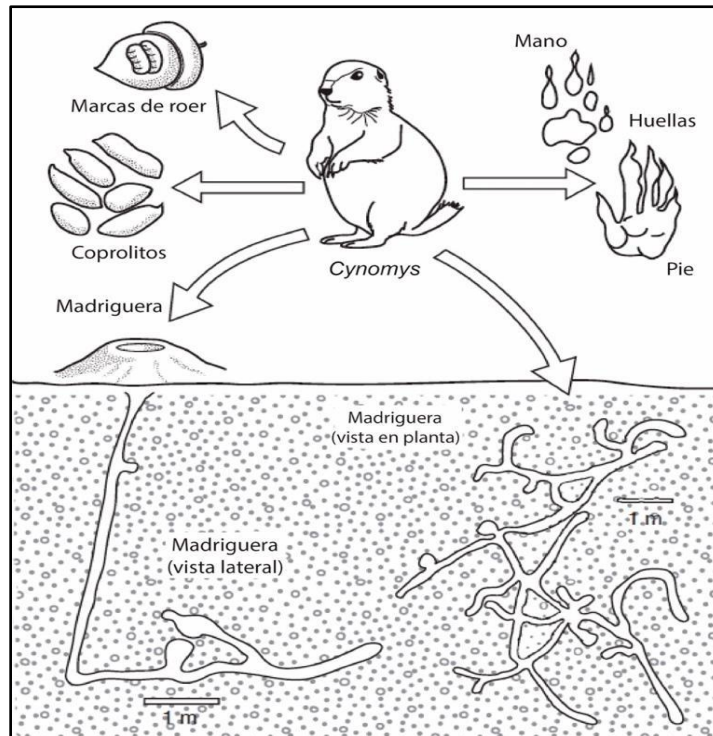


Figura 1.1: Principios de las trazas fósiles, un organismo produce distintos icnotaxones. Por ejemplo un roedor (*Cynomys*) produce múltiples trazas, incluyendo madrigueras, coprolitos, marcas de roer y huellas (modificado de Miller, 2007).

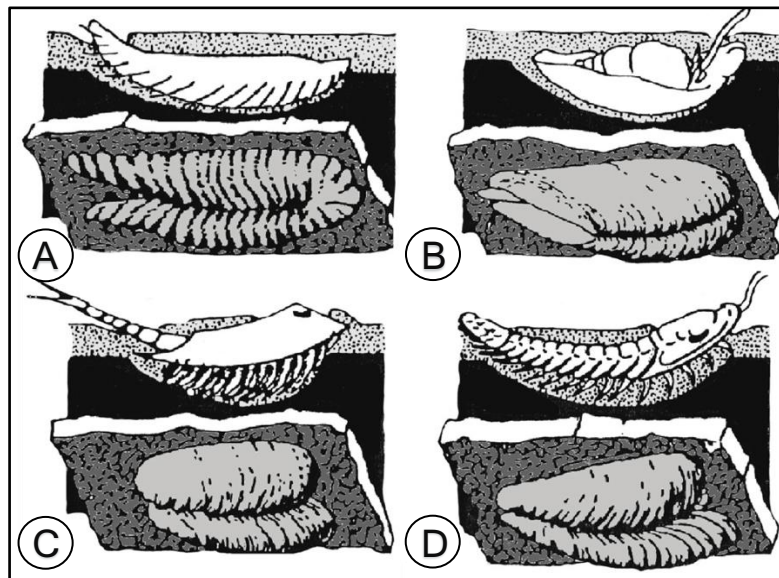


Figura 1.2: Principios de las trazas fósiles, distintos organismos pueden generar el mismo icnotaxón. El icnogénero *Rusophycus* puede ser generado por (A) gusanos anélidos, (B) moluscos gasterópodos, (C) crustáceos o (D) trilobites (modificado de Ekdale *et al.*, 1984).

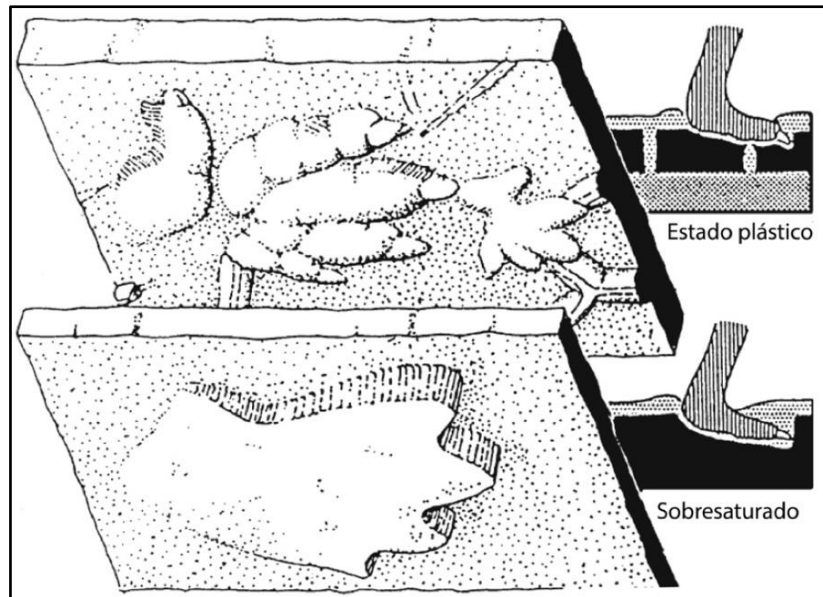


Figura 1.3: Principios de las trazas fósiles, la misma estructura se preserva de forma diferencial dependiendo de las condiciones del sustrato. Ejemplo, traza de locomoción (repichnia) de terópodo en sedimento plástico (arriba) y sobresaturado (abajo) (modificado de Seilacher, 2007).

1.2.4.1. CLASIFICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS

Numerosos estudios (Seilacher, 1964; Frey, 1973; Ekdale *et al.*, 1984; Frey & Pemberton, 1985; Beláustegui *et al.*, 2017) han sugerido una clasificación cada vez más completa para las estructuras biogénicas, dividiéndolas en tres grupos principales: (1) estructuras biogénicas sedimentarias, (2) estructuras de bioerosión y (3) otras evidencias de actividad.

1. Las **estructuras biogénicas sedimentarias** son estructuras producto de la actividad de los organismos dentro y/o encima de sedimento no consolidado (Frey & Wheatcroft, 1989). A su vez, se subdividen en tres categorías (Tabla 1.3): estructuras de bioturbación, estructuras de bioestratificación y estructuras de biodepositación.
2. Las **estructuras de bioerosión** se producen mecánica y/o químicamente dentro de un sustrato consolidado (Neumann, 1966; Ekdale *et al.*, 1984). Bromley (1992) las clasificó en perforaciones, empotramientos, raspaduras, grabados y estructuras de durofagia. Incluye tanto la microbioerosión producto de algas verdes, verde-azuladas y rojas, como

perforaciones producto de organismos tales como insectos, esponjas, crustáceos, bivalvos, etc. En general, las **perforaciones** se caracterizan por ser estructuras verticales simples o en forma de “U”, producto de la acción de organismos perforantes como poliquetos, poríferos, cirrípedos, bivalvos y gasterópodos (Mikulás *et al.*, 2002; Benner *et al.*, 2004 entre otros). A su vez, los **empotramientos** son el producto de organismos que generan una cavidad en un sustrato vivo (p.ej. coral) afectando al organismo hospedante (Lamond & Tapanila, 2003). Por otro lado, los **grabados** y **raspaduras** son estructuras superficiales generadas por organismos epilíticos, es decir, producidas por organismos que se fijan al sustrato (Taylor & Way, 1976). Finalmente, las estructuras de **durofagia** incluyen agujeros circulares y trituramientos en conchas (Bromley, 1992, 1994).

Tabla 1.3: Clasificación de estructuras biogénicas sedimentarias (Frey, 1973; Buatois & Mángano, 2011).

Estructuras de bioturbación	Excavación (burrow)	Generadas en sustratos no litificados.
	Pisada (track)	Impresión de un apéndice locomotor individual.
	Pista (trail)	Estructuras continuas de desplazamiento, superficiales y/o subsuperficiales.
	Rastrillada (trackway)	Sucesión de pisadas.
Estructuras de bioestratificación	Estromatolitos	Depósitos algales laminados.
	Estratificación gradada biogénica	Producto de los organismos que seleccionan verticalmente las partículas.
	Estratificación gradada	Generada por organismos, pero a diferencia de la anterior se observa un contacto abrupto entre la parte gruesa y fina de partículas.
Estructuras de biodepositación	Regurgitalitos	Residuos evacuados oralmente.
	Cololitos	Material intestinal preservado <i>in situ</i> .
	Coprolitos	Excrementos fosilizados.

3. **Otras estructuras** con características diferentes y que no están incluidas dentro de las categorías descritas anteriormente son, por ejemplo: nidos de insectos, celdillas de abejas, nidos de escarabajo, avispas, hormigas y termitas; cáscaras de huevo, telas de araña, capullos y coberturas de protección (Frey & Pemberton, 1984, 1985; Pemberton *et al.*, 1992).

1.2.4.2. CLASIFICACIÓN ETOLÓGICA

Seilacher (1953) propone una clasificación para diferenciar el comportamiento de los organismos productores de las trazas fósiles (etología) que incluye cinco categorías básicas: trazas de descanso o *cubichnia*, trazas de locomoción o *repichnia*, trazas de pastoreo o *pascichnia*, trazas de alimentación o *fodinichnia* y trazas de habitación o *domichnia*. Posteriormente, distintos autores (Frey, 1973; Ekdale *et al.*, 1984; Bromley, 1990; Gibert *et al.*, 2004; Genise *et al.*, 2007; Seilacher, 2007; Vallon *et al.*, 2016, entre otros) agregan nuevas categorías, algunas de las cuales son aceptadas y otras incluidas dentro de las categorías ya existentes debido a que constituyen comportamientos especializados con raros casos de fosilización (Genise & Bown, 1994; Verde *et al.*, 2007; Vallon *et al.*, 2016; Belaústegui *et al.*, 2017). Las tablas 1.4 & 1.5 muestran las categorías básicas del comportamiento propuestas por Seilacher (1953) y agregan otras categorías ampliamente aceptadas. La Figura 1.4 muestra un diagrama de las estructuras etológicas y su relación entre ellas.

1.2.5. PRESERVACIÓN DE LAS TRAZAS FÓSILES

Se han propuestos distintos esquemas para describir las trazas fósiles desde un punto de vista preservacional (Simpson, 1957; Seilacher, 1964; Martinsson, 1970; Chamberlain, 1971). Estas se pueden clasificar sobre la base a dos conceptos fundamentales, la “toponomía o estratinomía” (posición de las estructuras en el estrato) y los “procesos de preservación y alteración fisicoquímicas” (Frey & Pemberton, 1985). Uno de los esquemas de clasificación más utilizados es el propuesto por Seilacher (1964) el cual usaremos en este trabajo (Figura 1.5). Consiste en dos categorías principales: relieve completo (dentro de una capa o estrato) y semirelieve (interfase litológica), a su vez, esta última se subdivide en hiporelieve y epirelieve presentes en la base y en el techo de las capas respectivamente.

Tabla 1.4: Clasificación etológica de las trazas fósiles (basada en Seilacher, 1953; Mángano & Buatois, 2016; Vallon *et al.*, 2016).

Categoría Etológica	Descripción	Ejemplos
Trazas de descanso o cubichnia (Seilacher, 1953)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras de descanso o de actividad estacionaria con el fin de refugiarse y descansar. • Depresiones en forma de cubeta sobre la superficie del sustrato reflejando la anatomía latero-ventral del organismo. 	<p><i>Lokeia</i> <i>Asteriacites</i> <i>Rusophycus</i></p>
Trazas de locomoción o repichnia (Seilacher, 1953)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructura resultante del desplazamiento de los organismos de un punto a otro, fuera o dentro del sedimento. • Se relacionan directamente con el mecanismo de locomoción, registrando tipos de apéndices, músculos y apéndices terminales para su movimiento. 	<p><i>Umfolozia</i> <i>Diplichnites</i> <i>Paleohelcura</i></p>
Trazas de pastoreo o pascichnia (Seilacher, 1953)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras que combinan alimentación y locomoción donde los organismos se van alimentando a medida que se desplazan. • Pistas y surcos realizados sobre o dentro del sustrato, las estructuras más típicas son meandriiformes regulares sin entrecruzamiento, pistas rectas y curvas sinuosas. 	<p><i>Gordia</i> <i>Mermia</i> <i>Nereites</i></p>
Trazas de alimentación o fodinichnia (Seilacher, 1953)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras combinadas de alimentación y habitación. • Se caracterizan por excavaciones simples, ramificadas, en forma de “U” o con desarrollo de <i>spreite</i>, en orientación paralela, vertical e inclinada, con paredes sin revestimiento. 	<p><i>Asterosoma</i> <i>Rhizocorallium</i> <i>Phycodes</i></p>
Trazas de habitación o domichnia (Seilacher, 1953)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras permanentes de habitación producto de organismos infaunales (suspensívoros o predadores pasivos). • Estructuras simples, ramificadas o en forma de “U”, perpendiculares al plano de estratificación. • Las paredes poseen revestimiento, además el diámetro de la traza refleja el tamaño aproximado del productor. 	<p><i>Skolithos</i> <i>Ophiomorpha</i> <i>Paleophycus</i> <i>Arenicolites</i> <i>Thalassinoides</i></p>
Trazas de cultivo/trampa o agrichnia (Ekdale <i>et al.</i> , 1984)	<ul style="list-style-type: none"> • Galerías complejas de gran regularidad en donde se combinan actividades de alimentación y habitación, con el fin de cultivar bacterias o como trampa de captura de meiofauna o microorganismos. 	<p><i>Spirorhaphe</i> <i>Belorhaphe</i> <i>Megagraption</i></p>

Tabla 1.5: Continuación de la clasificación etológica de las trazas fósiles (basada en Seilacher, 1953; Mángano & Buatois, 2016; Vallon *et al.*, 2016).

Categoría Etológica	Descripción	Ejemplos
Trazas de escape o fugichnia (Frey, 1973)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras formadas en respuesta a los cambios abruptos de la tasa de sedimentación o erosión. • Para no ser removidos o sepultados, se desplazan hacia arriba, abajo o lateralmente para escapar de sus depredadores. • Las morfologías más típicas son estructuras de descanso repetidas verticalmente (forma de “V” o “U”), formas de cono y presencia de <i>spreite</i>. 	<p><i>Diplocraterion</i> <i>Rosselia socialis</i> <i>Scalichnus</i></p>
Trazas de predación o praedichnia (Ekdale, 1985)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras que reflejan depredación; las más típicas son las perforaciones en sustratos duros (conchas, huesos). • Perforaciones circulares, marcas de mordeduras e interrupciones angulosas en líneas de crecimiento en gasterópodos y conchas de bivalvos. 	<p><i>Oichnus</i> <i>Caedichnus</i></p>
Trazas de nidificación o calichnia (Genise & Bown, 1994)	<ul style="list-style-type: none"> • Nidos construidos o excavados a partir de la modificación de materiales del sustrato con el objeto de servir de habitáculo para el cuidado de las crías. • Las morfologías más típicas son celdas y cámaras. 	<p><i>Coprinisphaera</i> <i>Celliforma</i> <i>Quirogaichnus</i></p>
Trazas de fijación o fixichnia (Gibert <i>et al.</i> , 2004)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras superficiales formadas sobre un sustrato duro por organismos sésiles epilíticos que permiten proveer sujeción. • El anclaje de los organismos puede ser por medio de sus partes blandas, aunque otros se fijan a través de partes duras. 	<p><i>Centrichnus</i> <i>Podichnus</i> <i>Renichnus</i></p>
Trazas quimiosimbióticas o chemichnia (Bromley, 1996)	<ul style="list-style-type: none"> • Estructuras dejadas por organismos que viven en simbiosis con bacterias quimioautotróficas (que obtienen energía de la oxidación de componentes inorgánicos). 	<p><i>Chondrites</i> <i>Solemyatuba</i> <i>Trichichnus</i></p>
Trazas de digestión o digestichnia (Vallon, 2012)	<ul style="list-style-type: none"> • Se incluyen todas las trazas que se forman por procesos digestivos. • Se preservan en relieve completo y a menudo pueden contener fragmentos esqueléticos. 	<p>Coprolitos Regurgitalitos Gastrolitos</p>
Trazas de muda o ecdysichnia (Vallon <i>et al.</i> , 2016)	<ul style="list-style-type: none"> • Incluye todos los rastros del animal dejados en o sobre el sustrato que tengan relación con la muda de su piel, caparazón o cámaras. 	<p><i>Rebuffoichnus</i> Muda de decápodo</p>

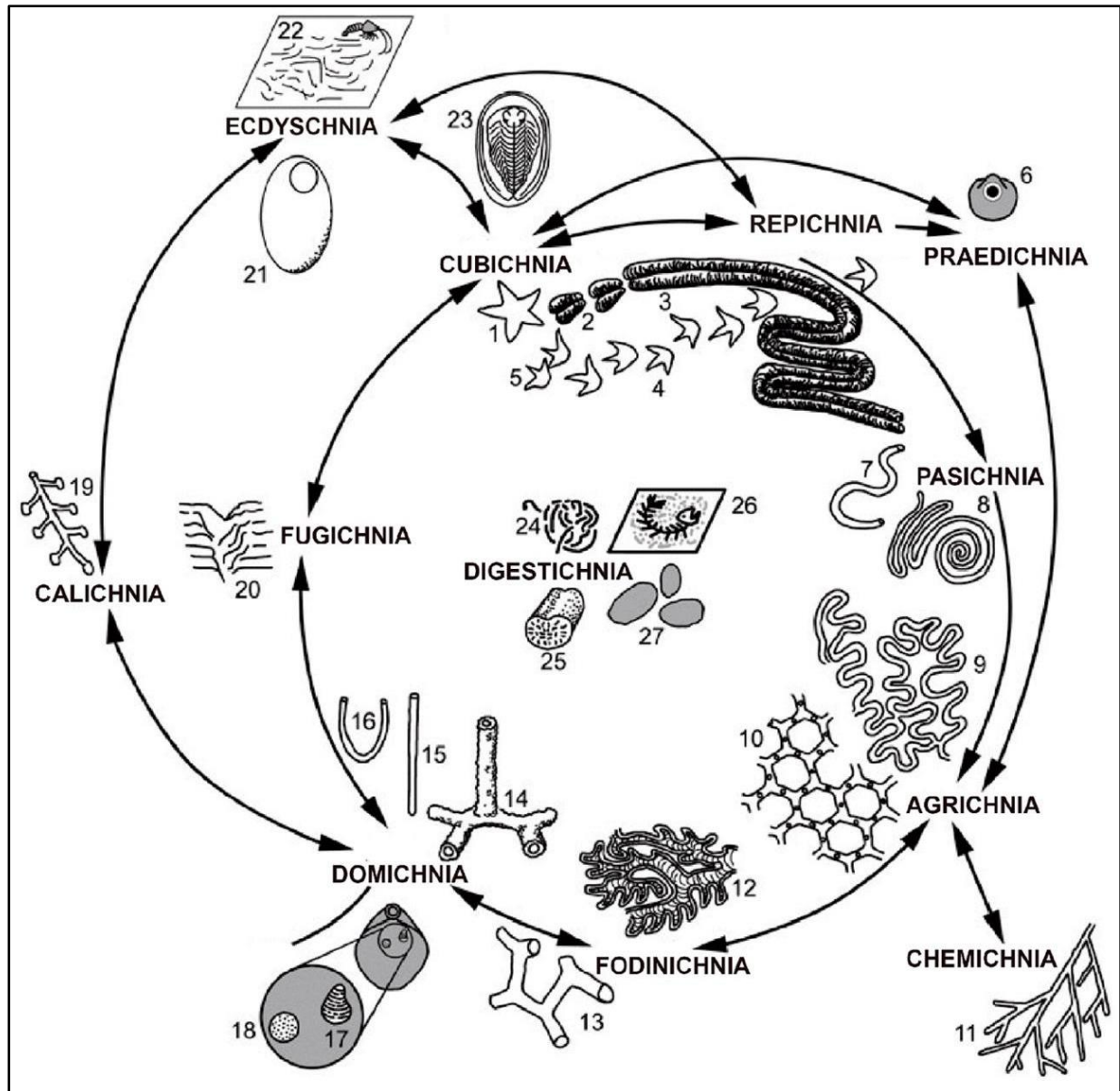


Figura 1.4: Esquema etológico para las trazas fósiles (modificado de Vallon *et al.*, 2016). Las flechas muestran la transición posible entre las distintas categorías etológicas, se omiten las flechas para Digestichnia debido a que puede ser transición de cualquier categoría. A continuación, se muestran ejemplos de icnogéneros para cada grupo etológico. 1. *Asteriacites*; 2. *Rusophycus*; 3. *Cruziana*; 4. Huellas de bípedos vertebrados; 5. Trazas de despegue de un ave; 6. *Oichnus* 7. *Helminthopsis* o *Planolites*; 8. *Helminthoida*; 9. *Cosmorhaphe*; 10. *Paleodictyon*; 11. *Chondrites*; 12. *Phycosiphon*; 13. *Spongiomorpha* o *Thalassinoides*; 14. *Spongiomorpha* o *Ophiomorpha*; 15. *Skolithos*; 16. *Arenicolites*; 17. *Centrichnus* en un braquiópodo; 18. *Podichnus* en un braquiópodo; 19. Nido de escarabajo; 20. Estructura de escape; 21. *Rebuffoichnus*; 22. Taza de la muda de un decápodo (crustáceo); 23. *Rusophycus morgati*; 24. *Lumbricaria*; 25. *Favreina*; 26. Regurgitalito; 27. Gastrolito.

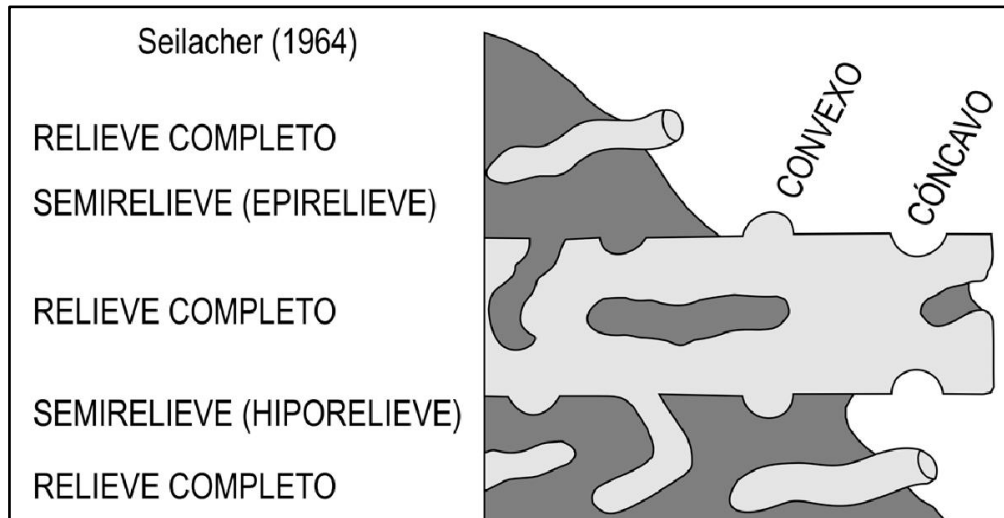


Figura 1.5: Terminología para la clasificación preservacional de las trazas fósiles (modificado de Seilacher, 1964).

1.2.6. ICNOTAXONOMÍA

De acuerdo con el Código Internacional de la Nomenclatura Zoológica (ICZN), la nomenclatura zoológica binómica es aplicable a las trazas y cuerpos fósiles (Ride, 1999). En el primero caso, usaremos el prefijo “icno” para diferenciarlos. Las trazas fósiles tradicionalmente se categorizan en género y especie, para ello usamos los términos “icnogénero o igen.” e “icnoespecie o isp.”. Las categorías icnotaxonómicas superiores como clase, orden o familia no han tenido gran aceptación, debido principalmente al hecho que el uso de estas está basado en caracteres morfológicos que pueden llevar a la agrupación de icnotaxones producidos por organismos completamente diferentes (Belaústegui, 2013).

1.2.7. ICNOTAXOBASES

Una de las principales dificultades de la icnología en sus comienzos fue establecer los criterios de uso de los caracteres morfológicos para clasificar taxonómicamente las trazas fósiles (Buatois *et al.*, 2002). Con el fin de subsanar esta situación y lograr un consenso, Bromley (1990, 1996) define el concepto “icnotaxobase” para referirse a *toda característica morfológica individualizada y suficientemente distintiva que muestra variedad significativa*. Existen cinco

icnotaxobases principales: (1) forma general, (2) tipo de pared, (3) tipo de ramificación, (4) tipo de relleno y (5) *spreite*.

1. La **forma general** representa su plan morfológico básico e incluye la configuración, orientación y posición con respecto a la estratificación (Pickerill, 1994). Por ejemplo, redes horizontales de polígonos hexagonales, tubos verticales simples, trazas horizontales en forma de estrella, tubos verticales en forma de “U”, pistas sinusoidales, pistas bilobuladas, etc. La configuración está determinada por el ordenamiento espacial de las partes que lo constituyen. Por su parte, la orientación puede ser vertical, horizontal o inclinada y la posición con respecto a la estratificación se asocia al concepto de preservación (relieve completo, hipo o epirelieve). En muchos casos la forma general es suficiente para clasificar taxonómicamente una traza.
2. La bioturbación por cualquier organismo produce modificaciones en el sustrato hospedante, generando estructuras biogénicas con mayor o menor grado de definición, dependiendo del tipo de sedimento y la función de la estructura (Buatois & Mángano, 2011). Una estructura que sirve de hábitculo semipermanente requiere condiciones distintas de construcción que una simple incursión por el sedimento. El límite entre la estructura y el sedimento –**pared**– entrega información indirecta sobre del tipo trófico, técnica de construcción y naturaleza del sustrato. Se distinguen cinco tipos distintos de paredes teniendo en cuenta su revestimiento (*lining*), ornamentación y manipulación por parte del organismo (Tabla 1.6).

Tabla 1.6: Tipos de paredes (basado en Bromley, 1996).

Pared	Descripción
Fantasma o sin revestimiento	El límite entre la estructura y la roca hospedante es simple y neto.
Revestida con una película de polvo	Una delgada lámina reviste a la pared con mucus u otro tipo de sustancia orgánica.
Construida	Producto de la manipulación de material por parte de los organismos y la mezcla con mucus, saliva y otras sustancias orgánicas.
Ornamentada	Requiere cierto grado de consolidación del sedimento circundante para su preservación.
Con manto	Un manto que asemeja a un grueso revestimiento formado secundariamente por algunos organismos.

3. Se reconocen tres tipos básicos de **ramificaciones**: el tipo más común es la “ramificación verdadera o simultánea” (Bromley & Frey, 1974) representada por una estructura abierta que cumple funciones de habitáculo y que es reiteradamente visitada por sus ocupantes. El otro tipo resulta del retrabajo por un nuevo visitante de una estructura no ramificada previamente construida este tipo recibe el nombre de “ramificación sucesiva secundaria” (D’Alessandro & Bromley, 1987). Finalmente, un tubo simple no ramificado puede dar origen a una estructura cumulativa ramificada, producto de que algunos organismos pueden girar o retroceder sobre su propio paso. Este tipo se ha denominado como “ramificación sucesiva primaria” (D’Alessandro & Bromley, 1987).

4. Los **tipos de relleno** se dividen básicamente en dos: pasivo y activo. El “relleno pasivo” surge principalmente de un proceso gravitacional de rellenado. Es característico de organismos suspensívoros o predadores estacionarios. El tipo “activo”, en cambio, implica la participación de los organismos en la manipulación del material. Se distingue por su contraste litológico o estructural con la roca hospedante y es característico de organismos detritívoros y depositívoros.

5. El *spreite* indica las posiciones anteriores del tubo (galería) reflejando la habilidad del constructor para interactuar con las condiciones de un fondo inestable. Existen dos tipos: “*spreite* retrusivo” indica una tasa de sedimentación en aumento registrada en los sucesivos ajustes del tubo que migra hacia la interfase agua-sedimento. En contraposición, el “*spreite* protusivo” indica una tasa de sedimentación en disminución o lenta erosión, provocando la migración del tubo alejándose de la interfase agua-sedimento.

1.2.8. ICNOFACIES

El concepto de “icnofacies” establecido por Seilacher (1964) constituye el primer paradigma de la icnología, el que se define como una *asociación de trazas fósiles que aparece recurrentemente a lo largo del tiempo geológico y refleja determinados parámetros ambientales*. De esta forma, al estar el comportamiento influenciado por el ambiente, las trazas fósiles se convierten en claves para inferir de forma indirecta los parámetros ambientales condicionantes. Los principales

controles en la distribución de las trazas, y por ende, de las icnofacies, son el tipo de sustrato, la energía del medio, el contenido de nutrientes, la oxigenación, la salinidad, y la tasa de sedimentación y de erosión (Buatois & Mángano, 2011).

La definición de una icnofacies en particular se basa en la presencia de un icnotaxón dominante o representativo (Bromley, 1996; Gamez-Vintaned & Liñan, 1996), por ejemplo, la icnofacies de *Skolithos*, típica de ambientes marinos de sustrato blando, recibe su nombre debido a que el icnotaxón *Skolithos* predomina dentro del conjunto de trazas que lo define. A pesar de lo anterior, Frey *et al.* (1990) consideran importante clarificar que: (1) la presencia de un icnogénero epónimo (referente) es independiente de la existencia de la icnofacies, debido a que esta se basa en su conjunto y no la presencia de un icnotaxón particular y (2) el icnogénero de una icnofacies puede presentarse en otra como un conjunto aislado. Por otro lado, no hay que confundir icnofacies con el término icnocenosis referido a *un conjunto de trazas en un estrato o estratos sucesivos genéticamente relacionados que registran la actividad de una comunidad concreta* (Gamez-Vintaned & Liñan, 1996).

Actualmente se distinguen cuatro grandes grupos de icnofacies: marinas de sustrato blando, sustrato-controladas, de invertebrados continentales y de vertebrados continentales (Tabla 1.7). En este trabajo centraremos nuestro estudio en las icnofacies sustrato-controladas, las que se describen en detalle en el siguiente apartado.

Tabla 1.7: Clasificación de los principales tipos de icnofacies (modificado de Mángano & Buatois, 2016).

Icnofacies marinas			
Sustrato blando		Sustrato-controladas	
Sustrato blando (Softground)	<i>Psilonichnus</i>	Sustrato duro (<i>Hardground</i>)	<i>Trypanites</i>
	<i>Skolithos</i>		<i>Gnathichnus</i>
	<i>Cruziana</i>	Sustrato firme (<i>Firmground</i>)	<i>Glossifungites</i>
	<i>Zoophycos</i>	Sustrato vegetal (<i>Woodground</i>)	<i>Teredolites</i>
	<i>Nereites</i>		
Icnofacies continentales			
Invertebrados		Vertebrados	
<i>Scoyenia</i>	<i>Mermia</i>	<i>Brontopodus</i>	<i>Grallator</i>
<i>Coprinisphaera</i>	<i>Termitichnus</i>	<i>Characichnus</i>	<i>Chelichnus</i>
<i>Celliforma</i>	<i>Octopodichnus-Entradichnus</i>	<i>Batrachichnus</i>	

1.2.8.1. ICNOFACIES SUSTRATO-CONTROLADAS

En las últimas décadas, los estudios de estratigrafía han aplicado la icnología en la identificación de superficies de importancia estratigráfica (MacEachern *et al.*, 1992; Rodríguez & Panza, 2003; Buatois & Encinas, 2006; Quiroz *et al.*, 2018, entre otros). Tal desarrollo ha permitido el establecimiento del concepto “icnofacies sustrato-controladas” definido como el *conjunto de trazas fósiles que se encuentran condicionadas por las características del sedimento donde aquellas se producen (sustratos firmes, orgánicos, duros, etc.)*. Estas icnofacies permiten identificar eventos significativos en una secuencia estratigráfica, por ejemplo, exposición aérea o subaérea que implican una interrupción en la sedimentación, cambios en el ambiente deposicional y la iniciación de nuevos ciclos de sedimentación bajo condiciones diferentes, determinando en último caso discontinuidades estratigráficas (MacEachern *et al.*, 1992; Pemberton *et al.*, 2004; Catuneanu, 2006).

Se distinguen cuatro tipos de icnofacies sustrato-controladas (Figura 1.6): (1) *Trypanites*, (2) *Gnatichnus*, (3) *Glossifungites* y (4) *Teredolites*.

1. La icnofacies de *Trypanites* (Figura 1.6A) fue definida por Frey & Seilacher (1980) como una asociación arquetípica para rocas costeras. Caracterizada como perforaciones verticales a subverticales, de formas cilíndricas, simples, en forma de “vaso”, “gota” o “U”; con cámaras ramificadas o multicámaras y generalmente, perpendiculares a la superficie del sustrato. Ocurren en baja a moderada icnodiversidad y en gran abundancia. Es común encontrarla en rocas carbonáticas (Martinell & Domenech, 1995; Gibert *et al.*, 1996, 1998; Domènech *et al.*, 2001) y en menor medida en rocas ígneas (Masuda, 1968), rocas siliciclásticas (Ledesma-Vázquez & Johnson, 1994) y en rocas metámorficas (Buatois & Encinas, 2011).

La icnocenosis está compuesta por los icnogéneros *Trypanites*, *Gastrochaenolites*, *Entobia*, *Caulostrepsis*, *Maeandropolydora*, *Conchotrema* y *Ubiglobites*, cuyos productores generales corresponden a anélidos poliquetos o sipúnculos, bivalvos foládidos y esponjas cliónidas.

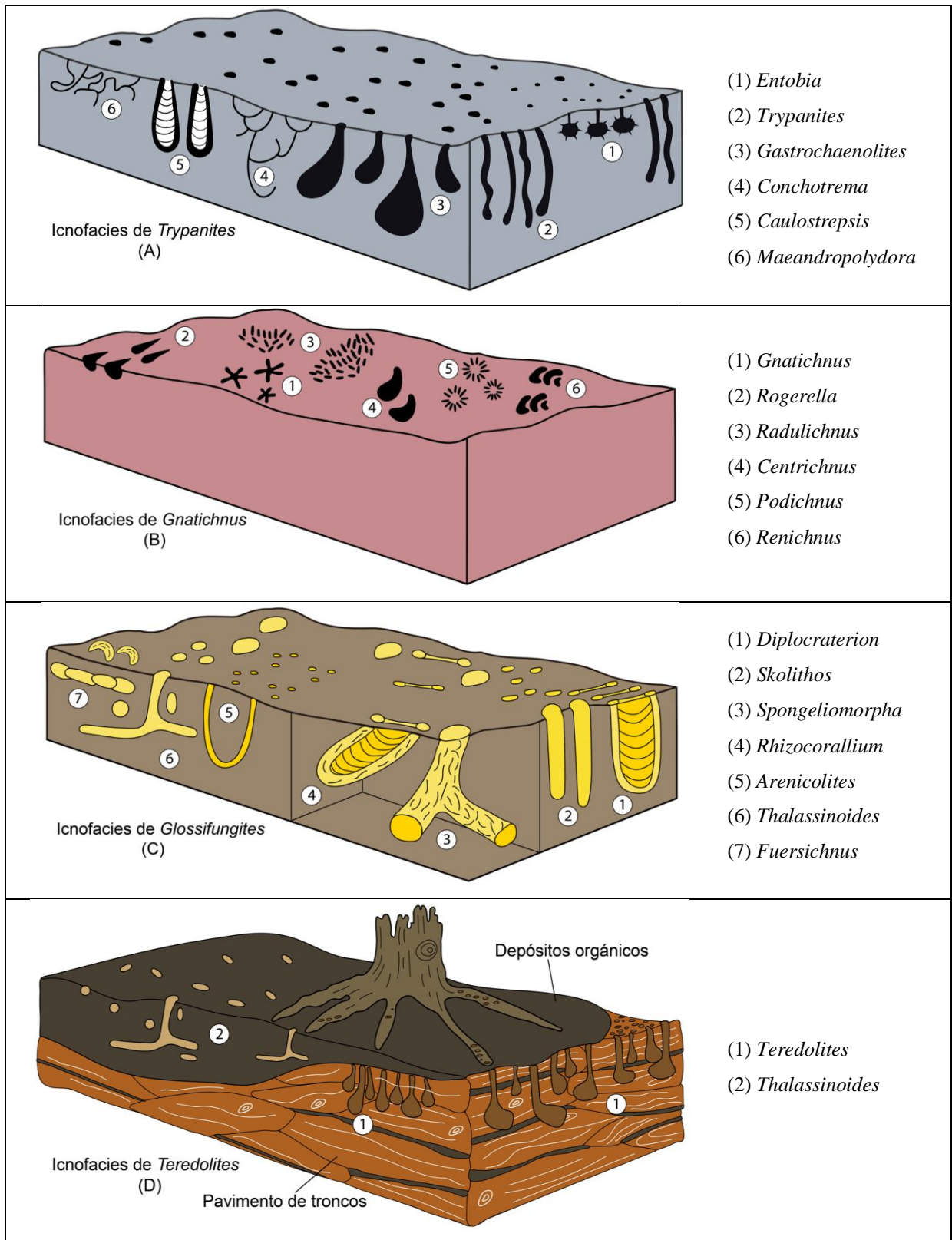


Figura 1.6: Modelos arquetipos de icnofacies sustrato-controladas (modificado de Buatois & Mángano, 2011).

En términos ambientales se puede encontrar en rocas cementadas y altamente litificadas (*hardgrounds*) en zonas costeras como acantilados, rocas de playa y arrecifes (Frey & Pemberton, 1984; Pemberton *et al.*, 1992, 2001, 2004). También en capas de huesos o coquina y perforando material óseo (Muñiz *et al.*, 2010). La icnofacies de *Trypanites* representa un largo periodo de bioerosión sin interrupción, en donde su continua actividad es capaz de provocar una destrucción a niveles superficiales de la fábrica sedimentaria (Bromley & Asgaard, 1993). Se encuentra asociada a distintos tipos de discontinuidades formando superficies de omisión o de erosión. Además, es posible encontrarla en intergradación con la icnofacies de *Glossifungites*, en donde ésta aparece cortada por *Trypanites* (Bromley, 1975).

2. La icnofacies de *Gnathichnus* (Figura 1.6B) fue definida por Bromley & Asgaard (1993), aunque reconocida como tal por Mayoral & Muñiz (1996). Se caracteriza por estructuras superficiales, marcas de incrustación y estructuras de habitación superficiales. La icnocenosis arquetípica está representada por los icnogéneros *Centrichnus*, *Gnathichnus*, *Podichnus*, *Radulichnus* y *Renichnus*. A niveles más profundos, se puede encontrar *Maeandropolydora* isp. Se caracteriza por una baja a moderada icnodiversidad y gran abundancia. Los principales productores son bivalvos tipo almeja y cirrípedos, equinodermos regulares, gasterópodos y chitones. Esta icnoasociación sugiere un corto tiempo de bioerosión interrumpida por una rápida sedimentación, permitiendo la preservación de una fauna endolítica no madura (Bromley & Asgaard, 1993).

3. La icnofacies de *Glossifungites* (Figura 1.6C) propuesta por Seilacher (1967) está formada por perforaciones verticales cilíndricas, en forma de “U” o “gota” y excavaciones ramificadas, con presencia de ornamentación en las paredes. Se encuentra en baja icnodiversidad y gran abundancia (Carmona *et al.*, 2006).

La icnocenosis está tipificada por los icnogéneros *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Gastrochaenolites*, *Thalassinoides*, *Spongiomorpha* y *Rhizocorallium*; en menor medida, se pueden encontrar *Fuersichnus* y *Zoophycos* (Gibert & Martinell, 1998; Gingras *et al.*, 2000; Gibert & Robles, 2005; Dasgupta & Buatois, 2012;

Belaústegui *et al.*, 2017). Sus principales productores son crustáceos decápodos y anfípodos, bivalvos litófagos, poliquetos espionidos, carpitélidos, sipúnculos y foronídeos.

Esta icnofacies se desarrolla en sustratos firmes y compactados, no litificados (*firmgrounds*), deshidratados o tempranamente cementados, principalmente en arcillas, aunque se documentan casos en areniscas con bajo grado de cementación (Saunders & Pemberton, 1986). En rocas siliciclásticas se asocia con procesos de exhumación erosiva del sedimento previamente enterrado y afectado por los cambios relativos en el nivel del mar, en donde la colonización ocurre durante un hiato depositacional entre el evento erosivo y la sedimentación de la unidad superpuesta (MacEachern *et al.*, 1992, 2007; Pemberton *et al.*, 2004). Desde el punto de vista paleoambiental, la icnofacies de *Glossifungites* no tiene una restricción batimétrica (Gibert & Martinell, 1998); se puede encontrar en diferentes contextos ambientales incluyendo medios intermareales, submareales, batiales, estuarios, bahías marginales y en cañones submarinos (Gingras *et al.*, 2002; Buatois *et al.*, 2005; Buatois & Mángano, 2011; Dasgupta & Buatois, 2012).

4. La icnofacies de *Teredolites* (Figura 1.6D) definida por Bromley *et al.* (1984) se caracteriza como perforaciones aisladas y en alta concentración en forma de lágrima o gota, empezando con una apertura estrecha que se ensancha progresivamente para acabar en una terminación en semiesfera (Ferrer & Gibert, 2005). La pared puede estar ornamentada con la textura de la roca hospedante.

Se encuentra comúnmente en baja icnodiversidad, en paquetes monoespecíficos, con alta densidad de perforaciones, rara vez interpenetradas. La icnocenosis se compone de los icnogéneros *Teredolites* y *Thalassinoides*. Sin embargo, las observaciones en medios modernos evidencian también la presencia de los icnogéneros *Caulostrepsis*, *Entobia*, *Maeandropolydora*, *Psilonichnus*, *Rogerella*, *Thalassinoides* y *Trypanites* en pavimento de troncos (Gingras *et al.*, 2004). Sus principales productores son bivalvos folálidos (p.ej. *Teredo*, *Martesia*, *Lyrodus*, *Bankia*) y anélidos espionidos e isopódos.

Esta icnofacies se asocia a superficies de omisión desarrolladas en sustratos de madera (*woodgrounds*), leñosos y carbonosos resistentes, incluyendo pavimento de

troncos (*log-grounds*) y en depósitos de turba que pueden conservarse como carbón o lignito (Pemberton *et al.*, 2001), como componentes en depósitos de plataforma en transgresiones marinas (Savrda, 1991; Buatois & Encinas, 2011), en medios de plataforma somera y zonas marginales marinas, en bahías, estuarios, lagunas costeras, y deltas (Bromley *et al.*, 1984; Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 2007), aunque existe registro de *Teredolites* en medios continentales fluviales (Plint & Pickerill, 1985).

1.3. UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio, que recibe el nombre informal de “Desierto de Ocucaje” abarca aproximadamente 36 km² y se ubica a 25 km al sur del pueblo de Ocucaje (Departamento de Ica), 350 km al sur de la ciudad de Lima, Perú (Figura 1.7). En concreto, se encuentra entre las coordenadas geográficas 14°34'35" y 14°37'10" Latitud S y 75°37'55" y 75°41'4" Longitud O (Figura 1.8).

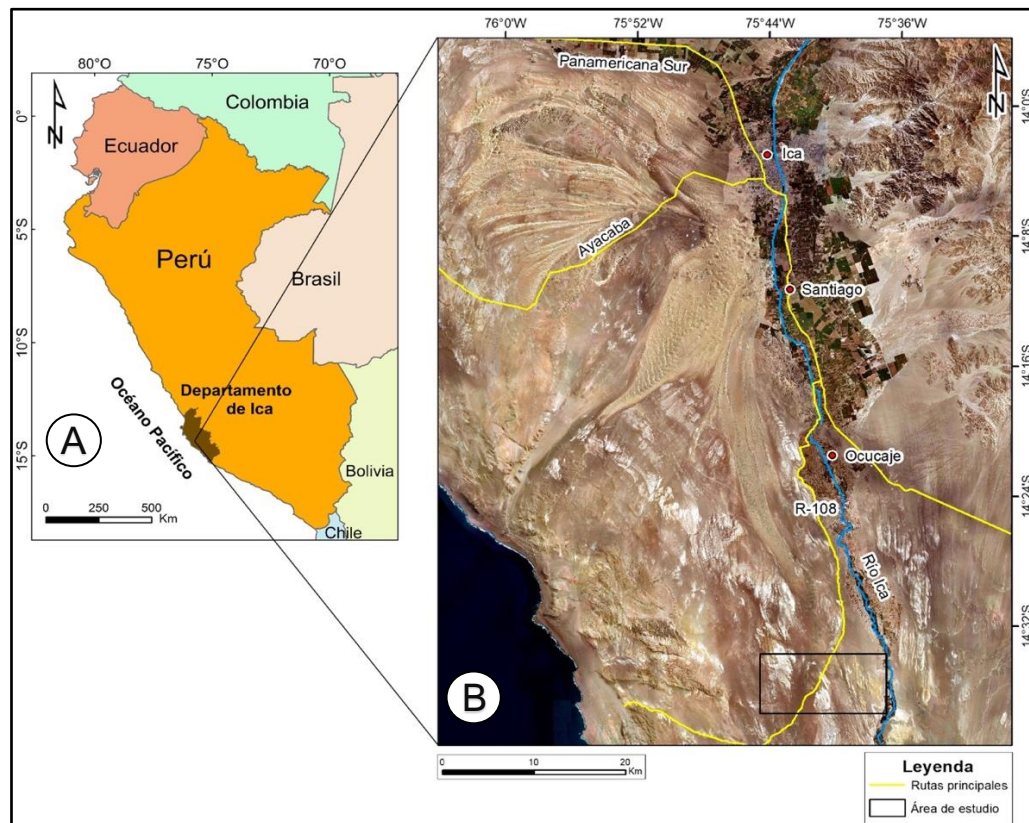


Figura 1.7: Mapa de ubicación del área de estudio. A. Mapa geográfico. B. Mapa satelital.

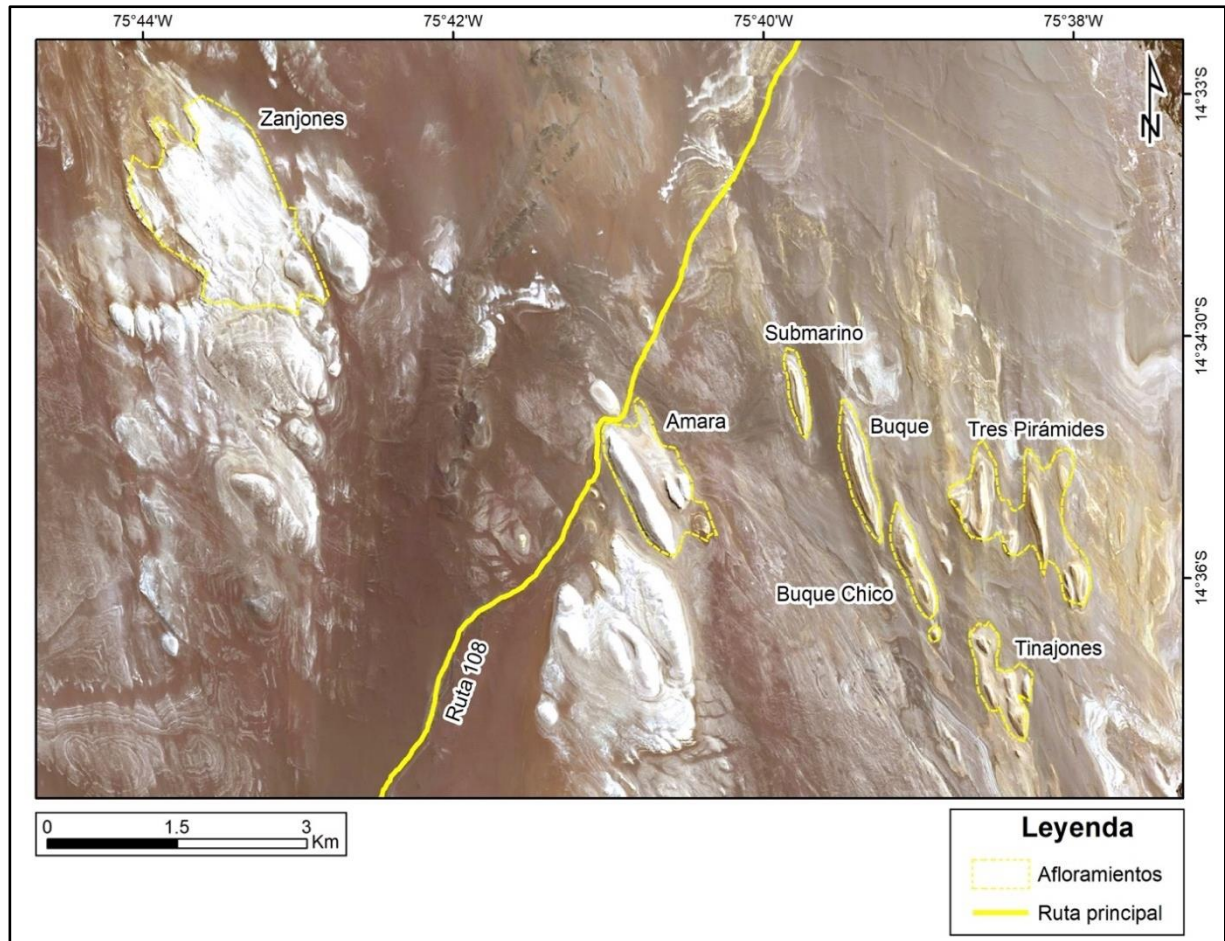


Figura 1.8: Mapa de ubicación de los distintos afloramientos en el área estudio.

La principal ruta de acceso corresponde a la carretera Panamericana Sur que une las ciudades de Pisco, Ica y Nazca, de la cual parten numerosas carreteras secundarias no pavimentadas que atraviesan la Reserva de Paracas, las Pampas de Ocucaje y los ríos Ica, Grande y Nazca. Para acceder al área de estudio se debe tomar la carretera Panamericana Sur hasta el kilómetro 334, tomando la salida al pueblo de Ocucaje. Inmediatamente después de llegar a la plaza principal del pueblo, se toma dirección a la derecha accediendo al camino principal que un kilómetro más adelante se convierte en un camino de tierra. Se sigue la ruta hasta llegar a un sector de sembradíos y de casas rurales, donde se debe tomar el primer cruce a la derecha en dirección oeste, llegando hasta la base de los cerros, donde se bifurca a la izquierda. El camino bordea el margen occidental del Río Ica hacia el sur para acceder a los distintos afloramientos.

Para el transporte en el desierto es recomendable un vehículo con doble tracción y neumáticos de huella profunda, llevando herramientas adecuadas para situaciones en las que el vehículo se

entierre en la arena. Los meses de enero, febrero y marzo son los óptimos para el trabajo, ya que hay menor cantidad de días de viento que dificulta en gran manera el trabajo de campo. La casi nula tasa de precipitaciones y las altas temperaturas son una constante durante todo el año, por tanto, se debe considerar un vestuario ligero pero que proteja la piel de la intensa radiación. Es posible obtener suministros y víveres en la ciudad de Ica, así como almacenes y combustible camino a Ocucaje.

1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El contacto entre las formaciones Chilcatay y Pisco representa un periodo de no depósito y erosión durante una regresión marina, dando ocasión a la colonización de organismos perforantes sobre un sustrato compacto no litificado (*firmground*), seguido por un evento transgresivo en el que se depositaron las facies marinas de plataforma pertenecientes a la Formación Pisco.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar las icnofacies sustrato-controladas (*Glossifungites* y *Trypanites*) en el contacto entre las formaciones Chilcatay y Pisco, con el fin de proponer un marco paleoambiental para la sucesión sedimentaria.

1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar las facies adyacentes al límite de las formaciones Chilcatay y Pisco.
- Identificar y describir detalladamente las trazas fósiles presentes considerando su diversidad, abundancia relativa y distribución lateral.
- Definir y caracterizar las icnoasociaciones e icnofacies presentes.

- Determinar los cambios relativos del nivel del mar presentes en el registro sedimentario del tránsito entre las formaciones Chilcatay y Pisco en base a las facies sedimentarias e icnofacies.

1.6. METODOLOGÍA

1.6.1. TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo se efectuó durante los meses de enero, febrero y abril de los años 2015, 2016, 2017 y 2020, respectivamente. La duración promedio por campaña fue de un mes y se contó con la colaboración del Dr. Raúl Esperante (Geoscience Research Institute, Loma Linda University, California, USA), Dr. Fernando Muñiz (Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Facultad de Química, Universidad de Sevilla, España), Ing. Orlando Poma (Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad Peruana Unión) y el paleontólogo Mario Urbina (Departamento de Paleontología de Vertebrados, Museo de Historia Natural de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú), además de varios asistentes de campo. En las dos primeras campañas se llevó a cabo el levantamiento y la elaboración de columnas estratigráficas, descripción de facies, así como el cartografiado y estudio tafonómico de vertebrados marinos, profundizando en la campaña del 2017 y 2020 en la caracterización en detalle de la icnología presente en los niveles concernientes a este estudio.

1.6.2. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

El trabajo de campo consistió en la descripción y el levantamiento de secciones estratigráficas en los cerros Zanjonos, Amara, Submarino, Buque, Buque Chico, Tinajones y Tres Pirámides (ver Figura 1.8). Para ello se utilizaron herramientas convencionales como palas, escobas y brochas para la retirada del sedimento superficial (arena eólica) que cubría parcialmente algunas secciones. La medición de los espesores se realizó con la vara de Jacob y posteriormente con el telémetro *TruePulse 360*, además de una brújula *Brunton* para efectuar mediciones de rumbo y manteo. Las fotografías se tomaron con la cámara digital TS30 Panasonic *Lumix DMC*.

Las secciones se caracterizaron litológicamente teniendo en cuenta el color, textura, composición, granulometría y presencia de estructuras sedimentarias y fósiles, prestando atención a los cambios laterales de facies.

Se prestó especial atención a la identificación y descripción de trazas fósiles en la transición entre las formaciones Chilcatay y Pisco, considerando aspectos relativos a las icnotaxobases: morfología, dimensiones, tipo de ramificación, tipo de relleno, litología del relleno y de la roca hospedante, además del estado de preservación, usando el esquema propuesto por Seilacher (1964) (ver Figura 1.4).

Igualmente, se realizaron estimaciones sobre la densidad relativa de bioturbación usando el esquema de Droser & Bottjer (1986) (Figura 1.9), que expresa la cantidad de disrupción biogénica (bioturbación) en la estructura sedimentaria original. Para los procesos de bioerosión en cambio, se utilizó el índice de icnofábrica definido por Bottjer & Droser (1991) (Figura 1.10), índice que permite caracterizar aspectos relacionados con la textura y la estructura interna resultante posterior a la intervención de los organismos en el sedimento, además de definir distintos eventos de colonización de los mismos (*tiering* o escalonamiento).

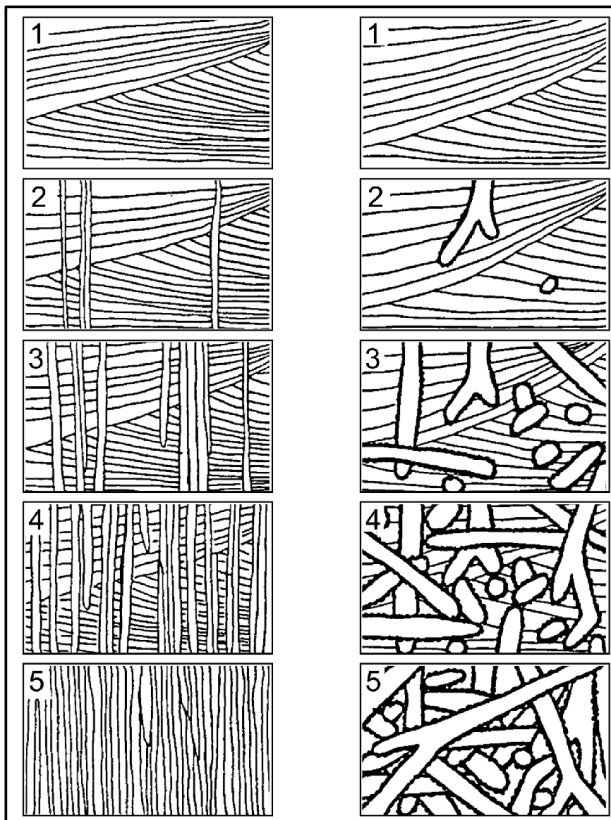


Figura 1.9: Índice de bioturbación (IB) para estratos con dominio de los icnogéneros *Skolithos* (izquierda) y *Ophiomorpha* (derecha) (Droser & Bottjer, 1986).

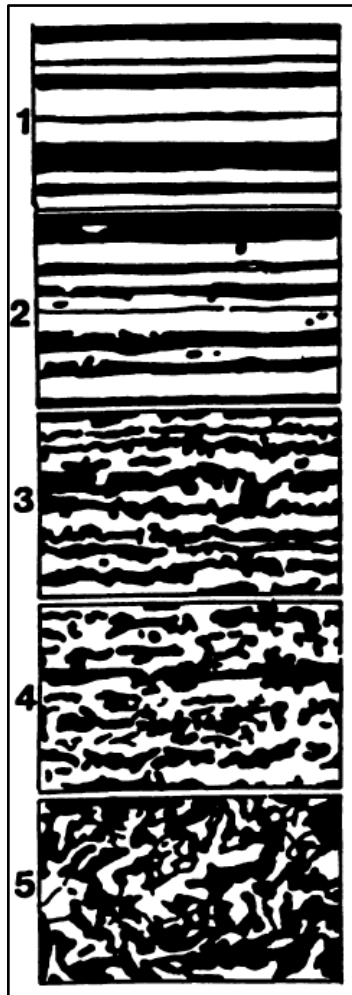


Figura 1.10: Diagrama esquemático del índice de icnofábrica. En una escala de 1 a 5 para estratos depositados en un ambiente costero de plataforma (modificado de Bottjer & Droser, 1991).

1.6.3. MUESTREO

Para obtener las muestras litológicas se realizó un seguimiento lateral de los estratos entre 10 a 15 metros desde donde se levantaron las secciones estratigráficas, extrayendo las muestras que mejor representan a cada tramo. Éstas se compararon entre las muestras de los distintos afloramientos del área de estudio, seleccionando once muestras de roca para la confección de secciones delgadas. Los datos geoespaciales fueron tomados con el *GPS Garmin*, modelo *Monterra* usando el sistema cartográfico WGS84.

1.6.4. METODOLOGÍA DE GABINETE Y LABORATORIO

Posterior al trabajo de campo, los datos de secciones estratigráficas, descripciones de campo y de las muestras recogidas se tabularon en el programa *Excel*. Además, para la elaboración de figuras, esquemas y confección de columnas estratigráficas se utilizó el programa *Adobe Illustrator CC 2017*.

La descripción litológica se realizó en el Laboratorio de Microscopia del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Las muestras de mano recolectadas en campo fueron descritas y clasificadas usando una lupa binocular *Olympus* de 10X, 14X y 20X, ácido clorhídrico diluido al 10% y lápiz rayador con punta de tungsteno. La descripción microscópica petrográfica se llevó a cabo usando el microscopio óptico *Zeiss Standard*. Tales secciones delgadas se confeccionaron en el laboratorio del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de dicha institución.

Para la visualización de microfósiles se usó el microscopio de aumento *Olympus CH30*, perteneciente al Laboratorio de Palinología en el departamento mencionado. Finalmente, para el ensamblaje y reconstrucción de muestras icnológicas se utilizó pegamento de contacto, brochas, cinceles pequeños y yeso.

1.6.5. CARACTERIZACIÓN DE FACIES E ICNOFACIES

La granulometría de las rocas siliciclásticas se determinó usando el método de Wentworth (1922) (Tabla 1.8) y Pettijohn, *et al.* (1987) (Figura 1.11) para la clasificación composicional de las rocas, además de *El Atlas de Rocas Sedimentarias* (Adams *et al.*, 1984), usado como guía visual y comparativa para las secciones delgadas. Para la determinación composicional de las rocas carbonáticas se empleó la clasificación de Dunham, (1962) (Figura 1.12) con modificaciones de Embry & Klovan (1971). Como guía visual se usaron los ejemplos descritos en *A Color Guide to The Petrography of Carbonate Rocks* (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Para distinguir las distintas asociaciones de facies se utilizó el modelo de facies descrito por Nichols (2009), complementado con el modelo de Walker (1992).

Por último, la descripción e identificación de las distintas trazas fósiles, y la determinación de las distintas icnoasociaciones se realizaron considerando principalmente la literatura guía

consistente en artículos de revistas y libros teóricos (Frey, 1975; Bromley, 1996; Gaméz-Vintaned & Liñan, 1996; Bertling *et al.*, 2006; Carmona *et al.*, 2006; Miller, 2007; Seilacher, 2007; Buatois & Encinas, 2011; Buatois & Mángano 2011; Knaust & Bromley, 2012; Mángano & Buatois, 2016.).

mm	Phi	Sedimento	Roca
256	-8	Bloque - Ripio	Conglomerado
128	-7		
64	-6	Guijón - Ripio	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Guijarro - Grava	
4	-2	Gránulo - Gravilla	Arenisca
2	-1	Arena muy gruesa	
1	0	Arena gruesa	
0.5	1	Arena media	
0.25	2	Arena fina	
0.125	3	Arena muy fina	Limolita
0.063	4	Limo grueso	
0.031	5	Limo medio	
0.0156	6	Limo fino	
0.0078	7	Limo muy fino	
0.0039	8	Arcilla	Arcillolita Lutita

Tabla 1.8: Tabla de clasificación granulométrica (modificada de Wentworth, 1922).

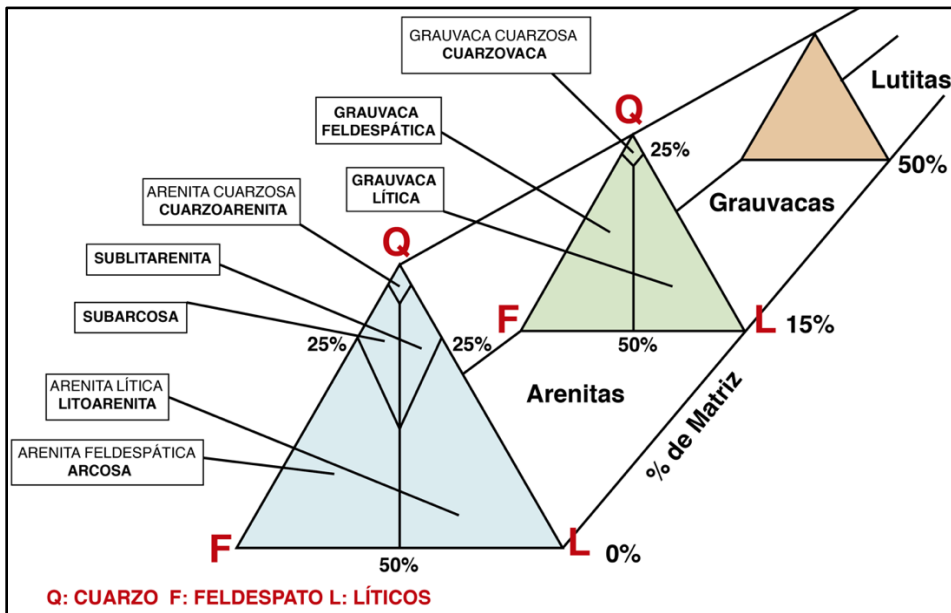


Figura 1.11: Triángulo de clasificación composicional para rocas siliciclásticas (modificado de Pettijohns *et al.*, 1987), traducción propia.

Textura depositacional reconocible						Textura original no reconocible		
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Componentes originales unidos durante la sedimentación					
Contiene finos (arcilla y limo fino carbonático)		Grano-soportado	Sin finos y es grano-soportado	> 10% granos > 2mm				
Matriz-soportado				Matriz-soportado	Soportado por componentes >2mm			
<10% granos	>10% granos					Puede ser dividido en 3 tipos		
MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOASTONE	RUDESTONE			
						Por organismos que actúan como barrera	Por organismos que se incrustan y se unen	Por organismos que construyen un armazón rígido
						BAFFLESTONE	BINDSTONE	FRAMESTONE
								CRISTALINO

Figura 1.12: Clasificación de Dunham para rocas carbonáticas (modificado de Embry & Klovan, 1971). Traducción propia, manteniendo los nombres en inglés originales propuestos por el autor.

1.6.6. SIMBOLOGÍA

Para la confección de columnas estratigráficas, figuras y esquemas se utilizó la leyenda y simbología propuesta en la Figura 1.13.

Litología	Fósiles	Otros	Trazas Fósiles	Estructuras Sedimentarias	Granulometría
Arenisca calcárea	Balánidos	Fragmentos ígneos	<i>Caulostrepsis</i>	Laminación Paralela	Lim : Limo
Arenisca fosilífera	Bivalvos articulados	Clastos carbonáticos bioerosionados	<i>Entobia</i>	Ondulitas de oleaje	Af : Arena fina
Arenisca fosfática	Bivalvos desarticulados	Concreciones	<i>Gastrochaenolites</i>	Estructuras de canal (Scour and fill)	Am : Arena media
Arenisca masiva	Corales	Nódulos de manganeso	<i>Gyrolithes</i>	Estratificación cruzada Hummocky (HCS) y Swaley (SCS)	Ag : Arena gruesa
Ceniza volcánica	Dientes de seláceo		<i>Maeandropolydora</i>	Estratificación cruzada	Gnr : Granulo
Limolita			<i>Skolithos</i>		Grv : Grava
Limolita diatomácea			<i>Spongiomorpha</i>		Rip : Ripio
Yeso diagenético			<i>Ophiomorpha</i>		Bld : Bloque
			<i>Teichichnus</i>		
			<i>Teredolites</i>		
			<i>Thalassinoides</i>		
			Traza no identificada		
			<i>Trypanites</i>		

Figura 1.13: Simbología utilizada para columnas estratigráficas, figuras y esquemas.

1.7. AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quiero agradecer la amistad, confianza, orientación y guía del Dr. Raúl Esperante quien ha sido todos estos años mi “gurú” y “referente a seguir” en mi formación como científico, el que confió en mi para ser parte del proyecto de investigación “Estudio Estratigráfico, Sedimentológico y Paleontológico de la cuenca de Pisco”. Agradezco la financiación aportada por el Geoscience Research Institute (Loma Linda, Estados Unidos) en conjunto con la Universidad Peruana Unión (Lima, Perú). Ambas instituciones también aportaron soporte logístico para efectuar esta investigación. También incluyo a todo el equipo de trabajo, al ing. Orlando Pomas (Universidad Peruana Unión, Perú), al paleontólogo Mario Urbina (Museo de Historia Natural de la Universidad Mayor de San Marcos, Perú) y al Dr. Fernando Muñiz (Universidad de Sevilla, España), con los cuales disfruté y aprendí mucho en el campo como en el trabajo de gabinete; a los colaboradores y asociados, lic. Oliver Vásquez, bióloga Mónica Soria, lic. René Havstein y lic. Angela Limachi quienes dieron soporte en las diversas áreas del trabajo. No puedo dejar de agradecer a la familia Bendezú (Ica, Perú) quienes nos abrieron las puertas de su hogar, lugar que se transformó en el campamento base del proyecto.

Agradezco también, al profesor Dr. Alfonso Encinas (Universidad de Concepción) por sus correcciones, sugerencias y su buena disposición como Profesor Patrocinante, además como formador en el área de sedimentología y estratigrafía durante mis años de estudios en la Universidad. A los profesores de la comisión Msc. Abraham González y Msc. Silvia Palma por sus detalladas sugerencias, revisiones y comentarios sobre este trabajo. De igual forma agradezco a todos los docentes y funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, quienes incidieron en mi crecimiento profesional y personal, en especial al Dr. Klaus Batallie, Dr. Jorge Quezada, Dr. Andrés Tassara, Dra. Verónica Oliveros, Dra. Fernanda Álvarez y Msc. Abraham González, quienes me brindaron su apoyo en el momento oportuno. Agradezco a Don Mauricio Espinoza, del cual reconozco sus consejos y su gran ayuda en las salidas a terreno durante la carrera. Además, a la Dra. María Eugenia Cisterna y Don Emiliano Navarrete pertenecientes al Instituto de Geología Aplicada (Universidad de Concepción) por la colaboración en los análisis de laboratorio. No puedo dejar de agradecer la ayuda y contención otorgada por el Dr. y Profesor Emérito Alberto Foppiano Bachmann perteneciente al Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción quien fue un apoyo fundamental en momentos de flaqueza.

Un agradecimiento a mis amigos de universidad, el gran Rodrigo Orrego, Gustavo Figueroa, Javiera Venegas, Pilar Gómez, Christian Carrión y Cristián Roncagliolo, con los que convivimos a diario aciertos y derrotas y de quienes aprendí muchísimo.

Finalmente, agradezco a mis padres Patricia y Juan Luis por luchar para darme lo mejor, por su constante apoyo, amor y contención. Gracias a ti Gina Marlen, mi amada esposa, por tu amor incondicional, por ser mi soporte, mi ayuda idónea, por darme todo tu apoyo y por ser capaz de seguirme hasta los confines del mundo; a nuestros hijos Tomasito y Sebas, gracias por despertar a papá temprano para escribir la tesis, por sus abrazos y sus tiernos “Te quiero” tan reconfortantes, verdaderos y sinceros. A mi suegrita Gina quien me adoptó como hijo, y que siempre estuvo para darme una palabra de aliento y que ha sido un pilar fundamental para finalizar mis estudios. A mis cuñados Jenny & Marcelo, suegro Gonzalo, mi tía Margarita, mi primo Sergio, mi jefe Don Juan quienes permanentemente me mostraron su aprecio, preocupación y apoyo.

El último y más importante agradecimiento es para Dios, porque nada es casualidad y no deja nada al azar; me guío, fue mi sustento en los momentos de angustia, abrió ventanas cuando todas las puertas parecían que se cerraban y transformó las vivencias aparentemente negativas en grandes bendiciones; soy lo que soy gracias a Él.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

El margen continental peruano forma parte del “Cinturón de Fuego del Pacífico”, el cual se localiza en el borde pacífico sur-central de Sudamérica entre 0° y 18°20' de latitud S. La Cordillera de los Andes domina gran parte del territorio, distribuyéndose de forma longitudinal con rumbo NO-SE, seccionada en franjas paralelas y cortada por profundos valles longitudinales y cañones transversales que desaguan hacia el océano Pacífico y Atlántico.

El borde costero está influenciado por las aguas frías provenientes desde el sur traídas por la corriente oceánica de Humbolt, asociada al fenómeno de surgencia o afloramiento (*coastal upwelling*) que permite el ascenso hacia la superficie de masas de agua profundas ricas en nutrientes como silicatos, fosfatos y nitratos, las cuales generan un aumento en la riqueza de la biota marina.

Las principales morfoestructuras presentes son el resultado de las interacciones entre la placa oceánica de Nazca-Farrallón que se subduce bajo la placa continental Sudamericana (Figura 2.1), a una tasa de convergencia actual de 10.8 cm/año con una dirección de convergencia N78°, proceso que ha actuado desde el Jurásico Inferior hasta la actualidad (León *et al.*, 2008).

Un elemento estructural de importancia es el Batolito de la Costa, emplazado en la actual Cordillera Occidental desde el Albiano al Eoceno, caracterizado por un conjunto de intrusiones (más de 1.000 plutones) cuya composición varía de granodiorita a granito, formado durante un periodo de actividad tectónica compresiva débil, bajo un sistema de fallas de rumbo dextral (Soler & Bonhomme, 1990). Además, destacan dos estructuras de dorsal en la costa de Perú, la Dorsal de Plataforma Externa (OHS) y la Dorsal de Talud Superior (URS) (Thornburg & Kulm, 1981). Durante el Eoceno, la reorganización global de placas permitió el desarrollo de un margen transtensivo, permitiendo el desarrollo de fallas normales y *strike slip* paralelos a la fosa, con ello la formación de cuencas extensionales de antearco, de estilo *pull-apart* a lo largo del margen occidental (Bianucci *et al.*, 2016). El rápido levantamiento y la inversión tectónica de la cuenca, tuvieron lugar entre inicios del Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano, como consecuencia de los procesos de subducción oblicua tanto de la corteza oceánica como de la asísmica Dorsal de Nazca (Hsu, 1992; Macharé & Ortlieb, 1992; Hampel, 2002).

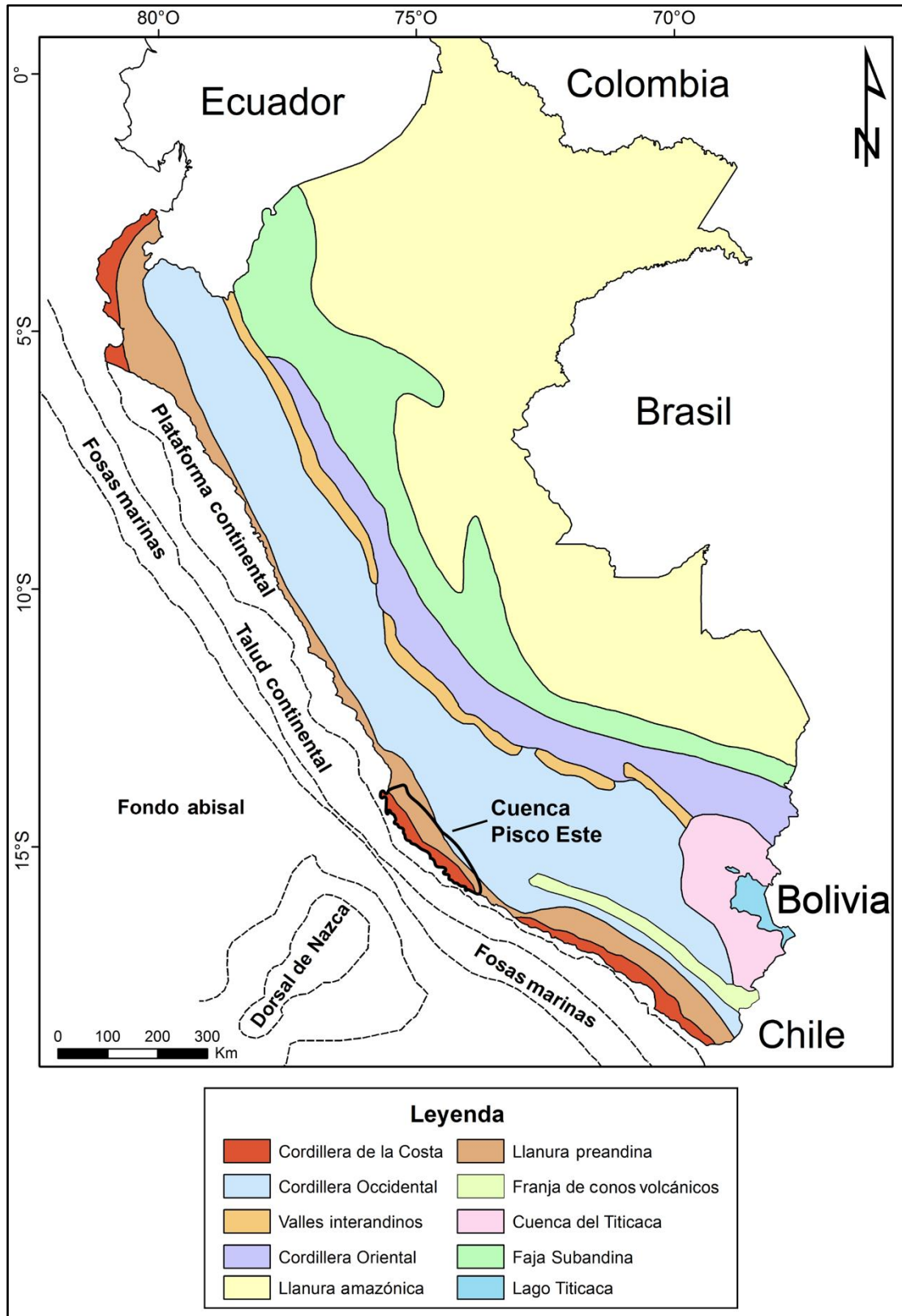


Figura 2.1: Mapa de las principales unidades morfoestructurales de Perú (modificado de León *et al.*, 2000).

Los tres elementos estructurales (OHS, URS y el Batolito de la Costa) antes mencionados son los que controlan la distribución de las cuencas de antearco, dividiéndolas en cuencas de plataforma o interior, limitadas entre el Batolito de la Costa y OSH –Sechura, Salaverry y Pisco Este– y las cuencas de talud o exterior que se encuentran entre OHS y URS –Trujillo, Lima, y Pisco Oeste (Azalgará, 1994) (Figura 2.2).

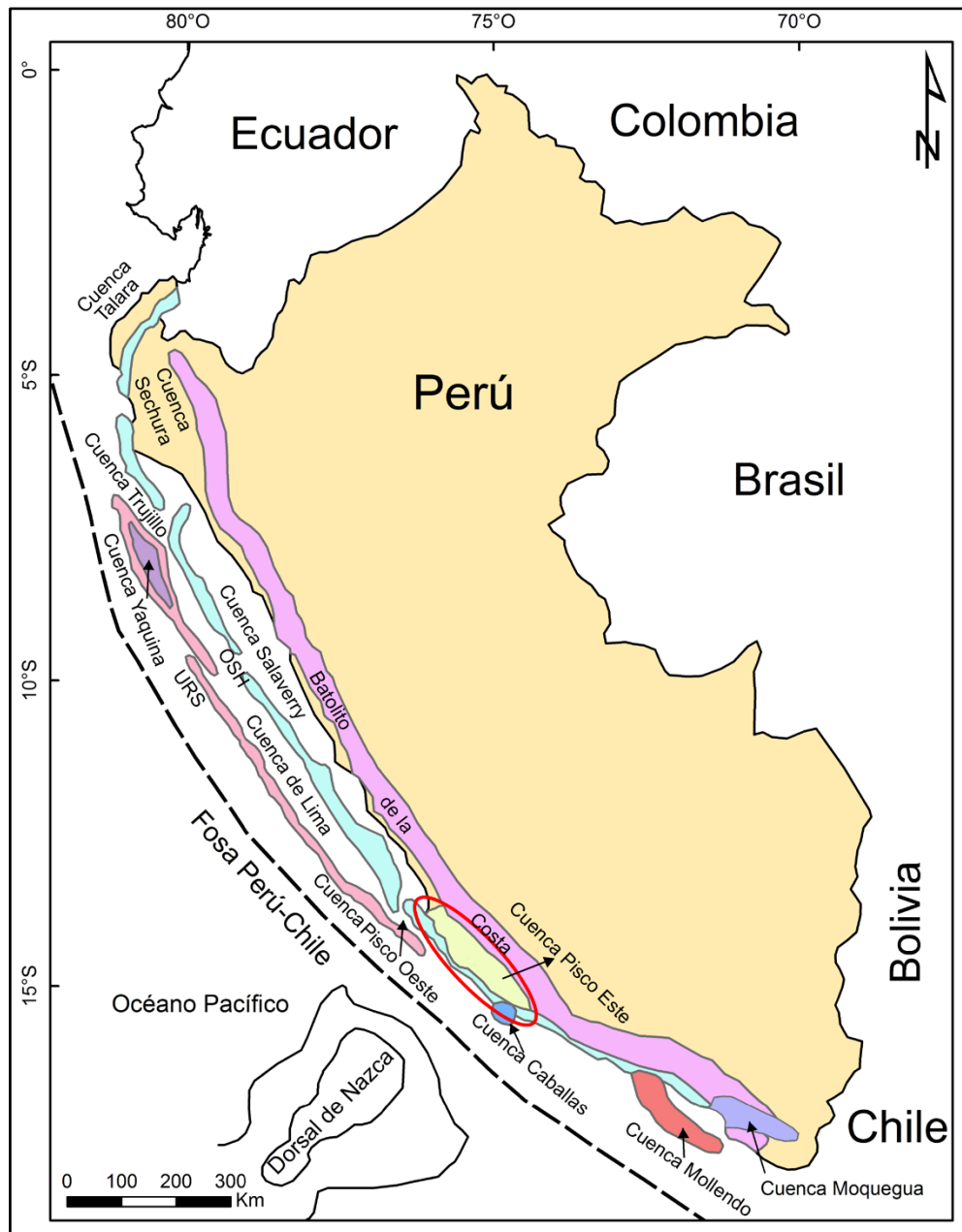


Figura 2.2: Mapa de las principales estructuras y cuencas de antearco en la costa de Perú (modificado de Di Celma *et al.*, 2016). En rojo se marca la cuenca Pisco Este concerniente a este estudio.

En particular, la cuenca Pisco Este está ubicada entre los 13°30' y 15°S y se extiende entre las localidades de Cañete y Nazca (DeVries, 2008). El basamento se compone principalmente de gneiss precámbricos y granitos paleozoicos cubierto por rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas, así como rocas del Batolito Costero descritas como un complejo de rocas ígneas emplazadas durante el Cretácico Superior al Eoceno inferior (Di Celma *et al.*, 2016). El relleno sedimentario cenozoico de la cuenca fue depositado por una serie de ciclos transgresivos-regresivos desarrollados en un ambiente marino costero, caracterizado como una sucesión repetitiva granodecreciente de areniscas finas y limolitas, con limolitas tufáceas dominando la sección media y capas masivas de limolitas tufáceas y diatomáceas que terminan la sucesión. En menor medida se hallan conglomerados bioclásticos, fosfatos, dolomitas, calizas y niveles de ceniza (Esperante *et al.*, 2015). Las principales unidades litoestratigráficas definidas se encuentran separadas por discontinuidades, las cuales limitan las formaciones Caballas, Paracas (Miembros Los Choros y Yumaque), Otuma, Chilcatay y Pisco (Dunbar *et al.*, 1990; DeVries, 1998; León *et al.*, 2008).

A continuación, se presenta un resumen de las principales unidades geológicas que afloran en la zona de estudio, las que se observan en la figura 2.3.

2.2. PRECÁMBRICO

2.2.1. Complejo Basal de la Costa (NP-cbc)

Definido por Bellido & Narvaez (1960) como una secuencia metamórfica compuesta de esquistos cuarzo-feldespáticos y micáceos, gneis bandeados de tonos rosa a gris verdoso, migmatitas, filitas, anfibolitas y cuarcitas que afloran principalmente al NO de la zona de estudio. De acuerdo con Shackleton *et al.*, (1979), el Complejo Basal de la Costa es parte del Macizo de Arequipa. En la costa central este macizo separa la cuenca de Pisco en Oriental y Occidental, cuyos límites han sido trazados mar a dentro (*offshore*) con el nombre de Dorsal de Plataforma Externa (Thornburg & Kulm, 1981).

Estas rocas han sufrido un metamorfismo regional de alto grado, afectando una secuencia sedimentaria (protolito) compuesta por lutita, areniscas y en menor medida calizas, complementada con algunas rocas volcánicas (Fernández, 1993). Dataciones radiométricas Rb-Sr y K-Ar (Caldas, 1978) le asignan una edad absoluta entre 1,424±70 Ma y 540± 27 Ma (Meso-Neoproterozoico).

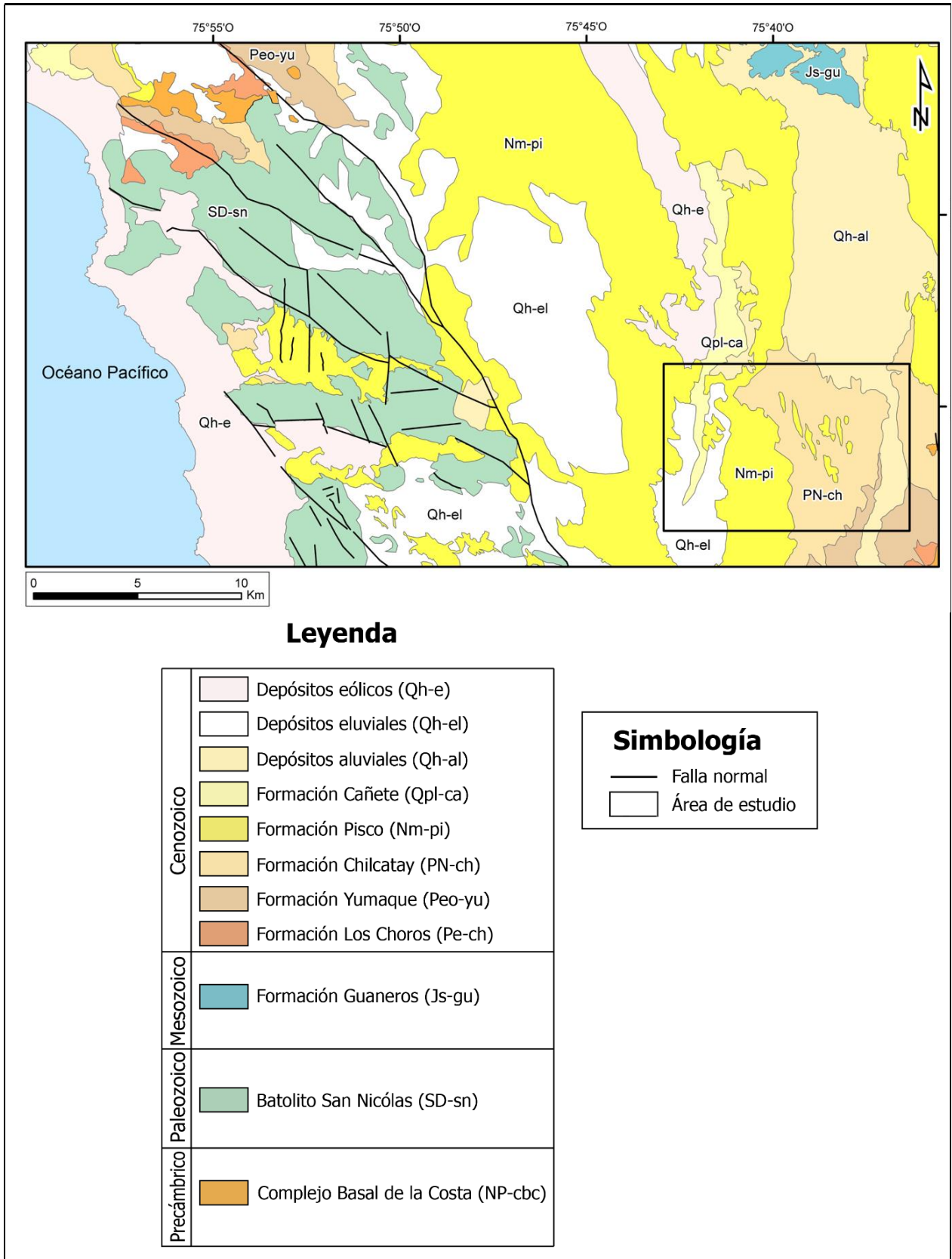


Figura 2.3: Mapa geológico de las principales unidades litológicas para la zona de estudio.

2.3. PALEOZOICO

2.3.1. Batolito San Nicolás (SD-sn)

Corresponde a un conjunto de rocas intrusivas pertenecientes a la Cordillera de la Costa, cuyos plutones se distribuyen desde la península de Paracas hasta San Juan de Marcona (Caldas, 1978), en el sector de estudio afloran como una franja costera mayormente continua y orientada paralela a la fosa. Durante su emplazamiento el batolito desarrolló una zonación caracterizada por tres tipos de rocas: un núcleo de monzogranito, una franja intermedia de granodiorita y diorita, y finalmente los extremos formados por rocas de composición máfica (León *et al.*, 2008). Wilson (1975) usó análisis de K-Ar para determinar edades de 439 ± 9 Ma y 421 ± 11 Ma. Tres años después (Caldas, 1978) reportó edades K-Ar bastante similares (442 ± 10 Ma, 438 ± 9 Ma y 421 ± 10 Ma). Los trabajos de Shackleton *et al.* (1979) mostraron una isócrona de 392 ± 2 Ma, correspondiendo al Silúrico-Devónico Medio.

2.4. MESOZOICO

2.4.1. Formación Guaneros (Js-gu)

Se caracteriza como una unidad volcanoclástica intercalada con niveles sedimentarios y carbonáticos. Compuesta principalmente de andesitas, riolitas, tobas de lapilli, piroclastos, brechas hialoclásticas, flujos de lava porfídica y afanítica además de calizas y margas con presencia de contenido de bivalvos. Estas rocas suelen distinguirse de otras unidades por encontrarse pseudo-estratificadas, por un alto contenido de niveles afaníticos y por sus horizontes brechoides. Su estratotipo se encuentra en la quebrada homónima, en las cercanías del río Moquegua (Bellido & Guevara, 1963) fuera del área de estudio.

Esta formación se encuentra en contacto discordante con la Formación San Juan y concordante gradacional hacia techo con la Formación Huallhuani; ambas formaciones presentes fuera del área estudio. El contenido fósil permite asignarle una edad de Bajociano-Titoniano. Esta formación representa un arco volcánico que se extendió desde el norte de Perú (formaciones Colán y Oyotún) hasta el norte de Chile (Formación La Negra).

2.5. CENOZOICO

2.5.1. Formación Paracas

Designada por Petersen (1954) en la península del mismo nombre, y posteriormente elevada a categoría de grupo por Mendivil (1977), Caldas (1978), Dunbar & Baker (1988) y Dávila (1993), en el que se incluyen las formaciones Los Choros y Yumaque. Recientemente, DeVries (2017) disminuye el rango a formación con sus respectivos miembros.

Los estudios de foraminíferos presentes en la unidad le confieren una edad Eoceno superior-Oligoceno (Petersen, 1954; Newell, 1956). Estudios posteriores (DeVries, 1998; DeVries *et al.*, 2006) restringen la edad de la Formación Paracas al Eoceno medio (Lutetiano-Bartoniano) y definen una nueva unidad estratigráfica, la Formación Otuma.

2.5.1.1. Miembro Los Choros (Pe-ch)

Este miembro fue definido en la playa del mismo nombre en la península de Paracas (al norte del área estudio) con una sección de 115 m de espesor. De acuerdo con DeVries (2017) el Miembro Los Choros se caracteriza por una base erosiva sobre la que se encuentran areniscas bioturbadas (icnogéneros *Thalassinoides*, *Gyrolithes*, *Ophiomorpha*, madrigueras y tubos de equinodermos pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*) de grano medio a grueso, intercaladas con areniscas fosilíferas (pelecípodos, gasterópodos, ostras, briozoos, erizos de mar y foraminíferos) de grano fino a medio, con estratificación cruzada y concreciones calcáreas, además de algunos niveles intercalados de conglomerados y la presencia de clastos de tamaño bloque espaciados en los distintos niveles de arenisca.

El contacto inferior se encuentra en discordancia con el Grupo Ambo (Mesozoico) en algunos sectores o en contacto con el basamento Paleozoico, además de estar en contacto erosivo con la Formación Caballas. En todos los afloramientos el contacto suprayacente es transicional al Miembro Yumaque (León *et al.*, 2008).

La sedimentación ocurrió en un ambiente marino de plataforma, específicamente en la zona del frente de playa (*shoreface*) superior e inferior, afectada por ciclos transgresivos y regresivos.

2.5.1.2. Miembro Yumaque (Peo-yu)

Definida por Dávila (1989) en la playa del mismo nombre como lutitas biogénicas y tobáceas finamente laminadas, que alternan tonos claros y oscuros (varvas), a veces calcáreas, intercaladas con capas delgadas de areniscas dolomíticas que a menudo presentan bioturbación. Abundan las escamas de peces, y la presencia de esponjas, radiolarios y diatomeas marinas. Las areniscas forman secuencias granocrecientes y estratodecrescentes con un espesor máximo de 652 m. Destaca la presencia de olistolitos de arenisca de grano fino bien estratificados, así como de bloques grandes de lutita biogénica en láminas finas.

2.5.2. Formación Otuma (PN-ot)

Los primeros indicios de esta formación corresponden a los trabajos de Rivera (1957), quien define el biohorizonte de *Turritella woodsi* para referirse a un nivel dentro de la Formación Paracas. Posteriormente, fue establecida formalmente por DeVries (1998) con el nombre de Formación Otuma, correspondiente a una unidad de potentes capas de areniscas masivas, areniscas bioclásticas, areniscas glauconíticas, areniscas dolomíticas y areniscas conglomeráticas, con presencia en menor medida de limolitas, limolitas arenosas y capas centimétricas de ceniza volcánica. Los restos fósiles comprenden fragmentos de troncos y restos de plantas, gasterópodos y bivalvos, foraminíferos, escamas de peces, restos de mamíferos marinos, así como la presencia de *Ophiomorpha* isp.

Esta formación aflora al NW fuera del área de estudio en las localidades de cerro Santa Cruz y Bajada del Diablo, camino de los Burros, Quebrada Pérdida, Gran Tablazo de Ica, Este de Zamaca, playa Yumaque, oeste de Cerros Colorados y al sur en el sector de Zamaca.

La base de la unidad se encuentra en discordancia con areniscas limolíticas del miembro Yumaque de la Formación Paracas y el límite superior en discordancia con areniscas gruesas de la Formación Chilcatay. Las facies se depositaron en un ambiente de plataforma, entre la zona de playa y el frente playa (*shoreface*) superior, asociadas a fluctuaciones del nivel del mar, en el marco de un enfriamiento global y un rápido crecimiento de casquetes en la zona antártica (Coxall *et al.*, 2005; Lear *et al.*, 2008).

Inicialmente se le asignó al Oligoceno inferior (DeVries, 1998), pero estudios bioestratigráficos posteriores usando moluscos y análisis en microfósiles permitieron extender el rango de edad desde el Eoceno superior al Oligoceno inferior (DeVries, 2004; DeVries *et al.*, 2006).

2.5.3. Formación Chilcatay (PN-ch)

Propuesta por Dunbar *et al.* (1990) para designar a un afloramiento de 200 m de espesor de areniscas y limolitas intercaladas con rocas diatomáceas en la Pampa de Chilcatay, al NW de Puerto Caballas.

La Formación Chilcatay comprende en su base areniscas masivas con grandes bloques del basamento cristalino y en la parte media-superior areniscas diatomáceas, limolitas arenosas tufáceas y areniscas bioclásticas. En las capas se encuentran bivalvos y equinodermos, desarticulados a parcialmente articulados, esqueletos de mamíferos marinos y dientes de tiburón. También destaca la presencia de los icnogéneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Gyrolithes* y *Skolithos*. Hacia techo se pueden encontrar limolitas con algunos horizontes de arcillolita dolomítica y niveles de ceniza. La base se encuentra en discordancia angular con la Formación Yumaque o en inconformidad con rocas proterozoicas, y hacia techo muestra un contacto erosivo y angular con la Formación Pisco. Esta formación está expuesta en la parte basal de los cerros del área de estudio, además se encuentra en afloramientos cercanos: sector Gramadal, Laberinto, cerros Colorados, La Virgen, etc.

La sedimentación tuvo lugar en la zona de la plataforma, específicamente *shoreface* superior e inferior con transgresiones episódicas y pulsos regresivos (Leon *et al.*, 2008).

Dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aportan un rango entre 24,5 y 25,5 Ma (Noble *et al.*, 1985), sumado a estudios de foraminíferos plantónicos (Ibakari, 1993) que muestran edades entre los 23 y 25 Ma (Oligoceno superior) para la porción inferior de la formación. Adicionalmente, análisis realizados en diatomeas sugieren edades entre 26-28 Ma y 19,5-15 Ma para la sección inferior y superior respectivamente (DeVries & Jud 2018). Por lo tanto, la edad de la Formación Chilcatay abarca desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior (Chatiano-Burdigaliano).

2.5.4. Formación Pisco (Nm-Pi)

Descrita por Adams (1906), la Formación Pisco se distingue por la excepcional preservación, gran concentración y diversidad de fauna marina de vertebrados (cetáceos, tiburones, pingüinos, focas, tortugas, cocodrilos, peces y aves) e invertebrados (bivalvos, gasterópodos, crustáceos, equinodermos, equinoideos, diatomeas y silicoflagelados), además de la presencia de trazas fósiles pertenecientes a los icnogéneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Gyrolithes* y *Teichichnus*, y las icnofacies *Trypanites* y *Glossifungites* (Muñiz *et al.*, 2011; Esperante *et al.*, 2015; Di Celma *et al.*, 2016).

Litológicamente se caracteriza por areniscas conglomeráticas, areniscas masivas bioturbadas de grano fino que gradualmente pasan a diatomitas y limolitas diatomáceas, con algunos horizontes dolomíticos, coquinas y niveles de ceniza (Bianucci *et al.*, 2016). Posee una tendencia general granodecreciente y una potencia estimada superior a los 435 m (Brand *et al.*, 2011).

La sedimentación corresponde a la última transgresión marina en la cuenca, ocurrida en un ambiente marino poco profundo (*shoreface* a *foreshore*) dentro de una bahía restringida o semi-aislada, en un clima tropical a subtropical (Muizon & Devries, 1985; Esperante & Poma 2015).

En base a datos bioestratigráficos en moluscos, presencia de diatomeas y datos radiométricos se le asigna una edad de Mioceno medio a Plioceno inferior (Marty, 1989; Lecaros & Bazán 2003).

2.5.5. Formación Cañete (Qpl-ca)

Definida por Petersen (1954) en la localidad costera de Cañete, consiste en una serie de terrazas compuestas de conglomerados polimícticos, de cantos bien redondeados e imbricados que se intercalan con areniscas de grano grueso con presencia de estratificación cruzada planar. Los clastos se componen de rocas ígneas y en menor medida de rocas metamórficas y sedimentarias. La formación posee un espesor cercano a los 200 m, en donde las facies de conglomerados se interpretan como depósitos de abanicos aluviales, y las areniscas como canales o barras depositadas a los pies de los abanicos durante el último evento de levantamiento de los Andes. No existe presencia de contenido paleontológico o análisis radiométricos, por tanto, en base a sus relaciones de contacto se le asigna una edad de Pleistoceno (León *et al.*, 2008).

2.5.6. Depósitos Cuaternarios (Qh-al, Qh-el y Qh-e)

Corresponden a depósitos semi-consolidados de tipo aluvial, eluvial y eólico, que se distribuyen por toda el área de estudio. Los depósitos aluviales y eluviales corresponden a materiales transportados por un medio acuoso que se acumula en las quebradas con origen en las estribaciones andinas. Se caracterizan como conglomerados de gravas y guijarros poco consolidados con intercalación de arena y limo lenticular. En cambio, los depósitos eólicos están formados por arenas finas a medias no consolidadas con tonalidades grises a pardas, formando campos extensos de dunas en algunos sectores.

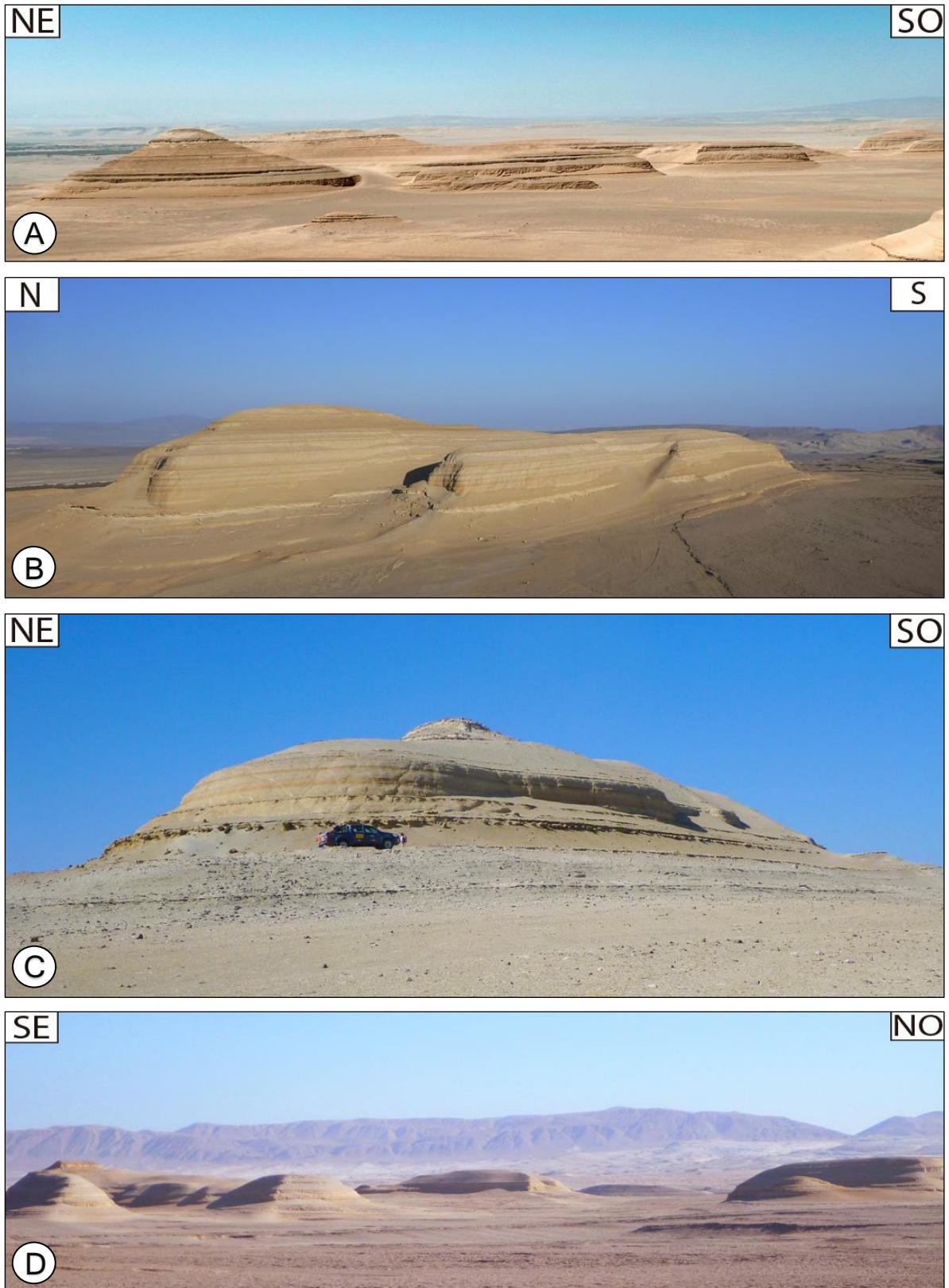
3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se caracteriza por la presencia de cerros bien definidos y valles ligeramente llanos cubiertos parcialmente por material eólico actual. Los afloramientos poseen una buena exposición y conservación que permiten la observación en detalle tanto de las trazas fósiles como de las estructuras sedimentarias presentes. Los estratos yacen de manera subhorizontal siendo cortados por numerosas capas de yeso diagenético con una disposición subvertical y subhorizontal aprovechando los planos de estratificación (Figuras 3.1 & 3.2). El contacto entre las formaciones Chilcatay y Pisco se sitúa generalmente en la parte basal de los afloramientos estudiados.

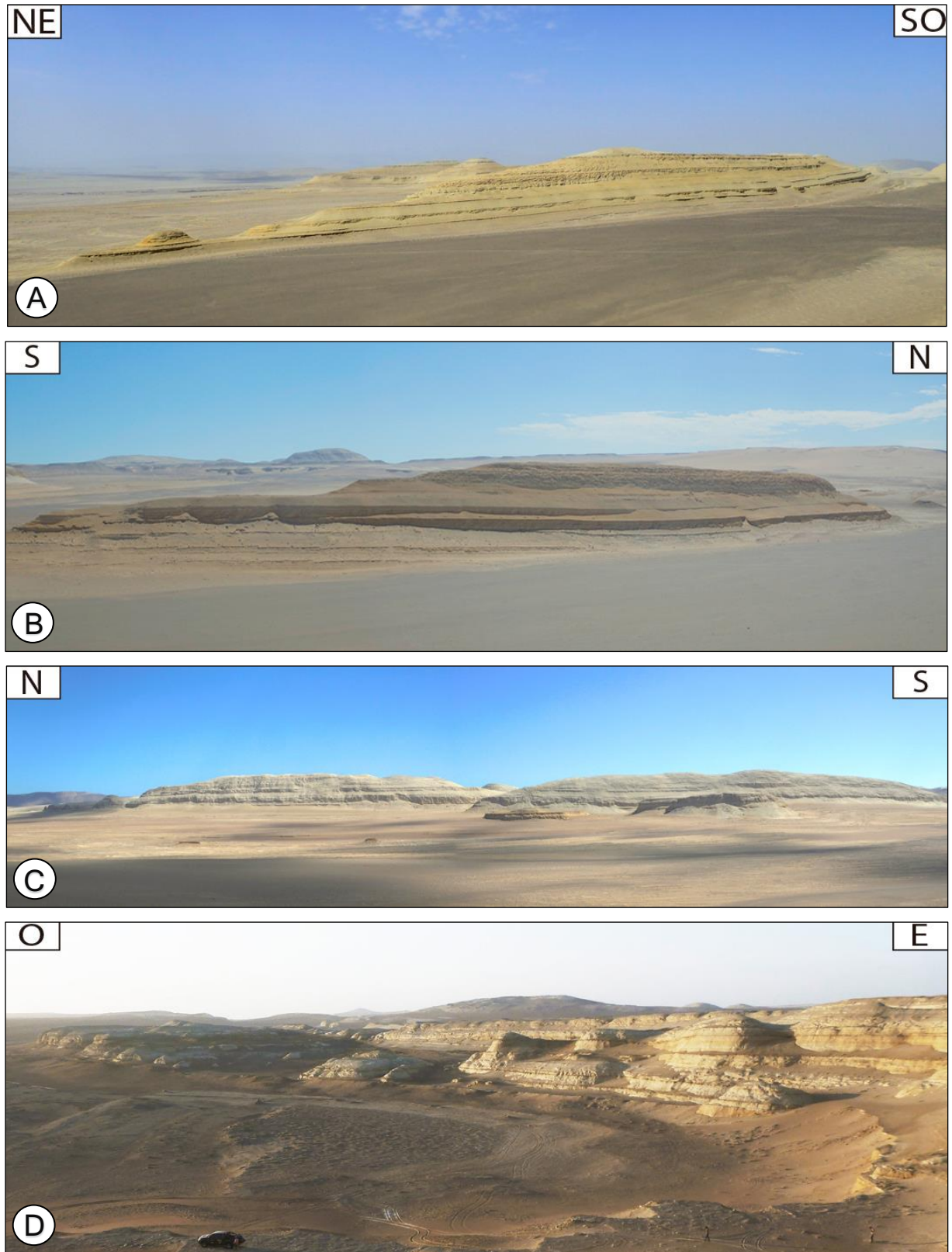
Se estudiaron nueve secciones estratigráficas (Tabla 3.1, ver Anexo) que describen de manera parcial cada cerro. Usando la nomenclatura propuesta por Di Celma *et al.* (2018) para definir las distintas subdivisiones y superficies, y en base a criterios litológicos, proximidad de los afloramientos y disposición sub-horizontal de los estratos, se realizó la correlación parcial de las unidades (Figuras 3.3, 3.4 & 3.5), generando así la columna tipo del área (Figura 3.6). La Formación Pisco en el sector de estudio consiste en dos parasecuencias transgresivas (P0 & P1) limitadas por superficies de discontinuidad: PE0.0 (límite interformacional) y PE0.1 (límite intraformacional). Se definen 5 litofacies características: conglomerados fosfáticos (Cgf), areniscas masivas muy finas a finas (Af-mf), areniscas carbonáticas (Sc), areniscas bioclásticas (Sb) y limolitas/limolitas diatomáceas (Lim y Lim-d), cuya descripción se detallada a continuación.

Tabla 3.1: Ubicación geográfica de los afloramientos del área de estudio.

Secciones	E (m)	N (m)
• Tres Pirámides Este (16RE-01)	431.325,03	8.386.585,34
• Tres Pirámides Sur (16RE-02)	431.798,31	8.385.758,11
• Tres Pirámides Oeste (16RE-03)	430.598,60	8.386.674,51
• Tinajones (16RE-04)	431.128,00	8.384.415,00
• Buque (16RE-05)	429.274,00	8.386.995,72
• Yesera de Amara (16RE-06)	427.051,60	8.386.344,14
• Submarino (16RE-07)	428.564,18	8.387.936,29
• Buque Chico (16RE-08)	429.952,05	8.385.894,05
• Zanjones (16RE-09)	421.499,00	8.389.204,00



Fotografía 3.1: Vista general de los distintos afloramientos del área de estudio. A. cerros Tres Pirámides. B. cerro Tres Pirámides Sur C. cerro Buque Chico. D. cerro Tinajones.



Fotografía 3.2: Continuación vista general de los distintos afloramientos del área de estudio. A. cerro Buque. B. cerro Submarino. C. cerro Yesera de Amara. D. cerro Zanjonés.

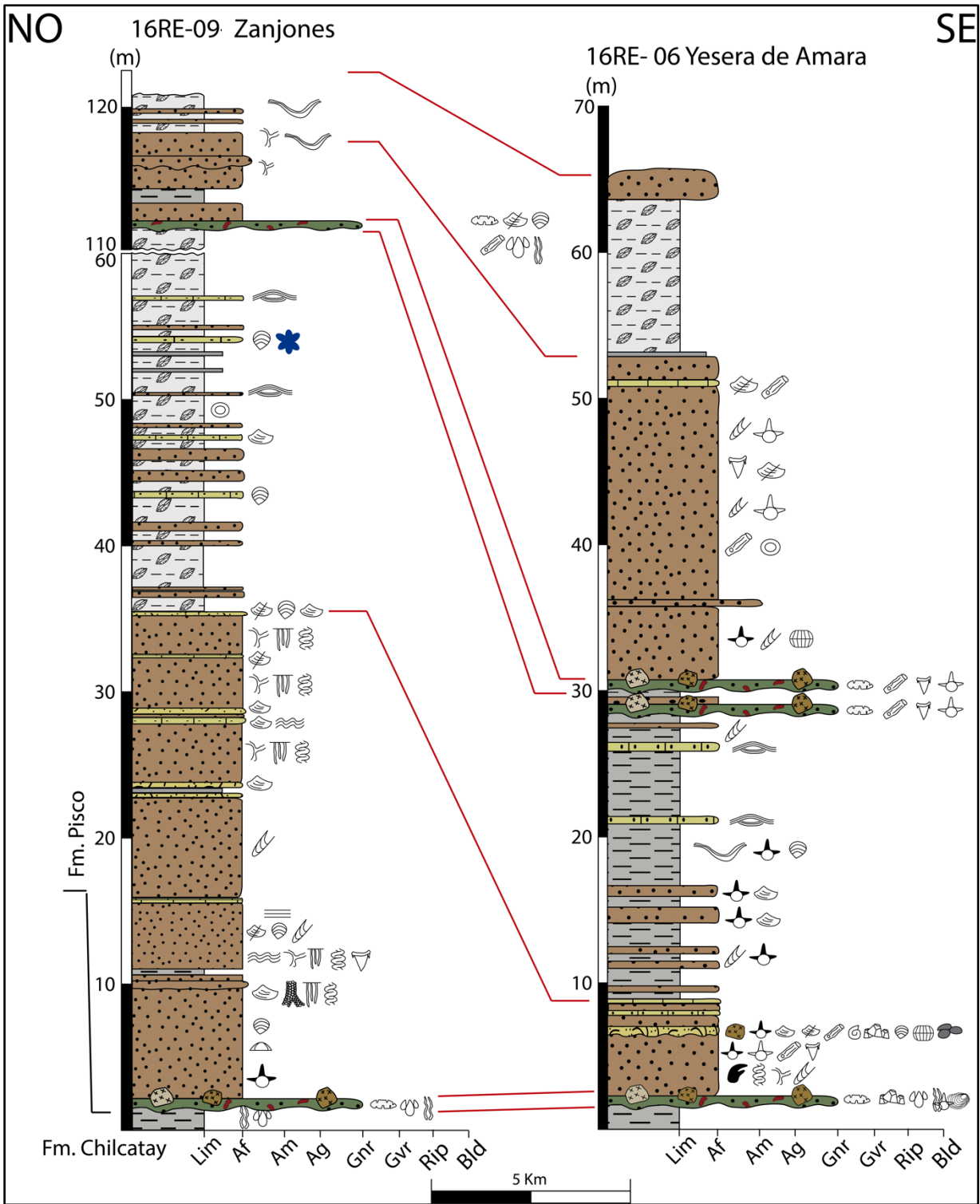


Figura 3.1: Correlación del sector oeste del área de estudio: cerros Zanjones y Yesera de Amara.

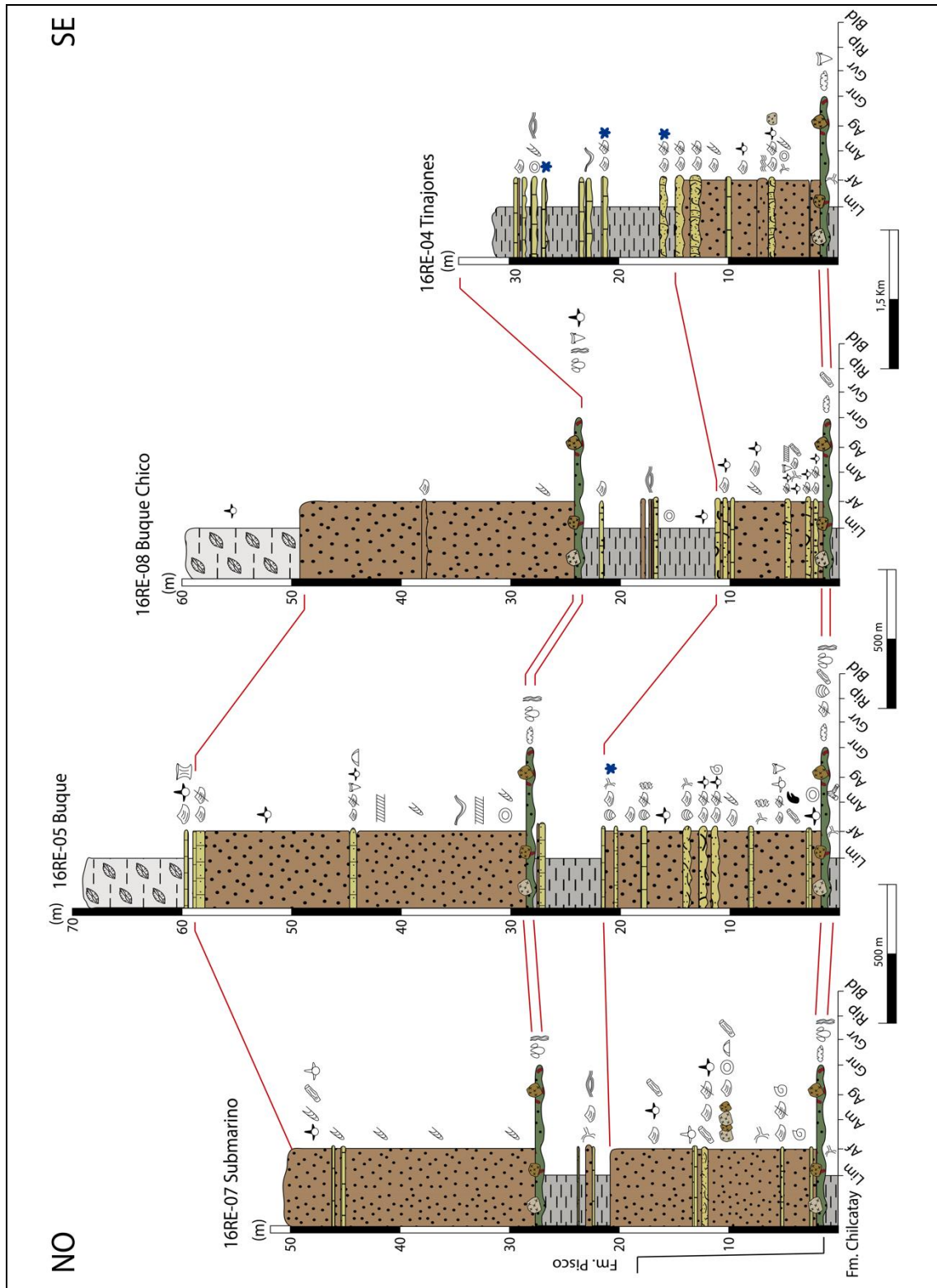


Figura 3.2: Correlación del sector central del área de estudio: cerros Submarino, Buque, Buque Chico y Tinajones.

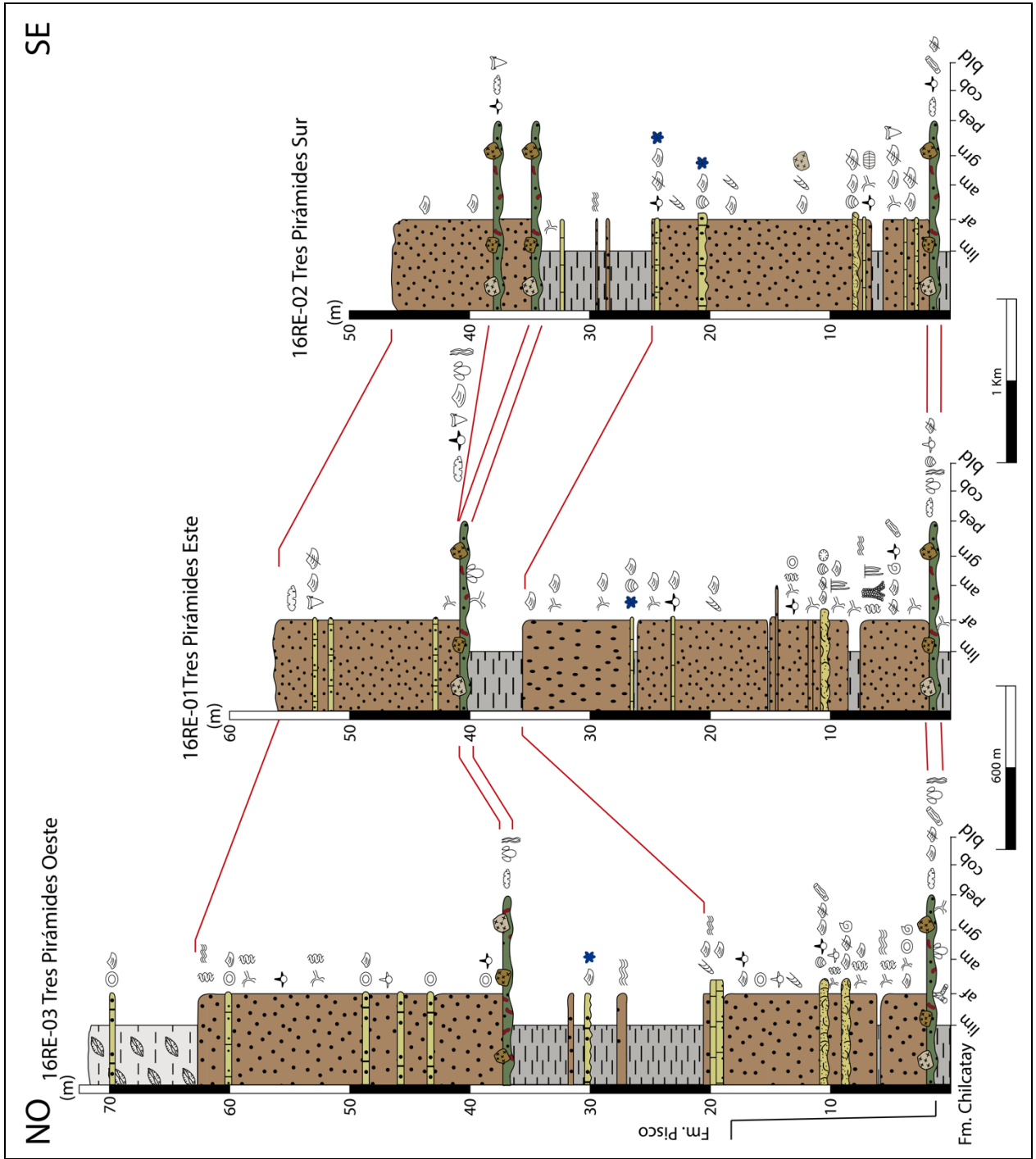


Figura 3.3: Correlación del sector este del área de estudio, cerros Tres Pirámides.

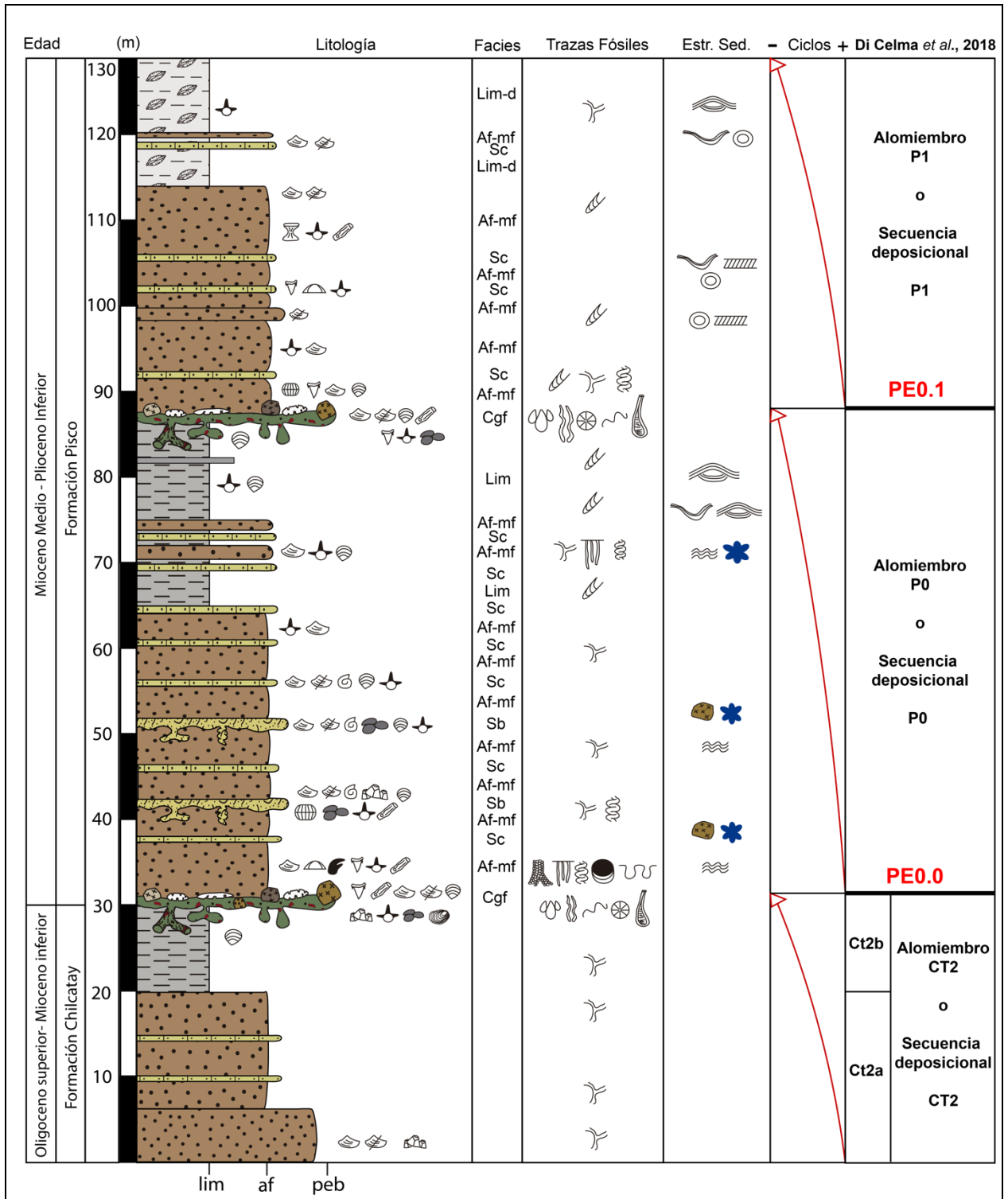


Figura 3.4: Columna generalizada de la Formación Pisco en el área de estudio.

3.1. FACIES

3.1.1. Formación Chilcatay (PN-ch/Ct2)

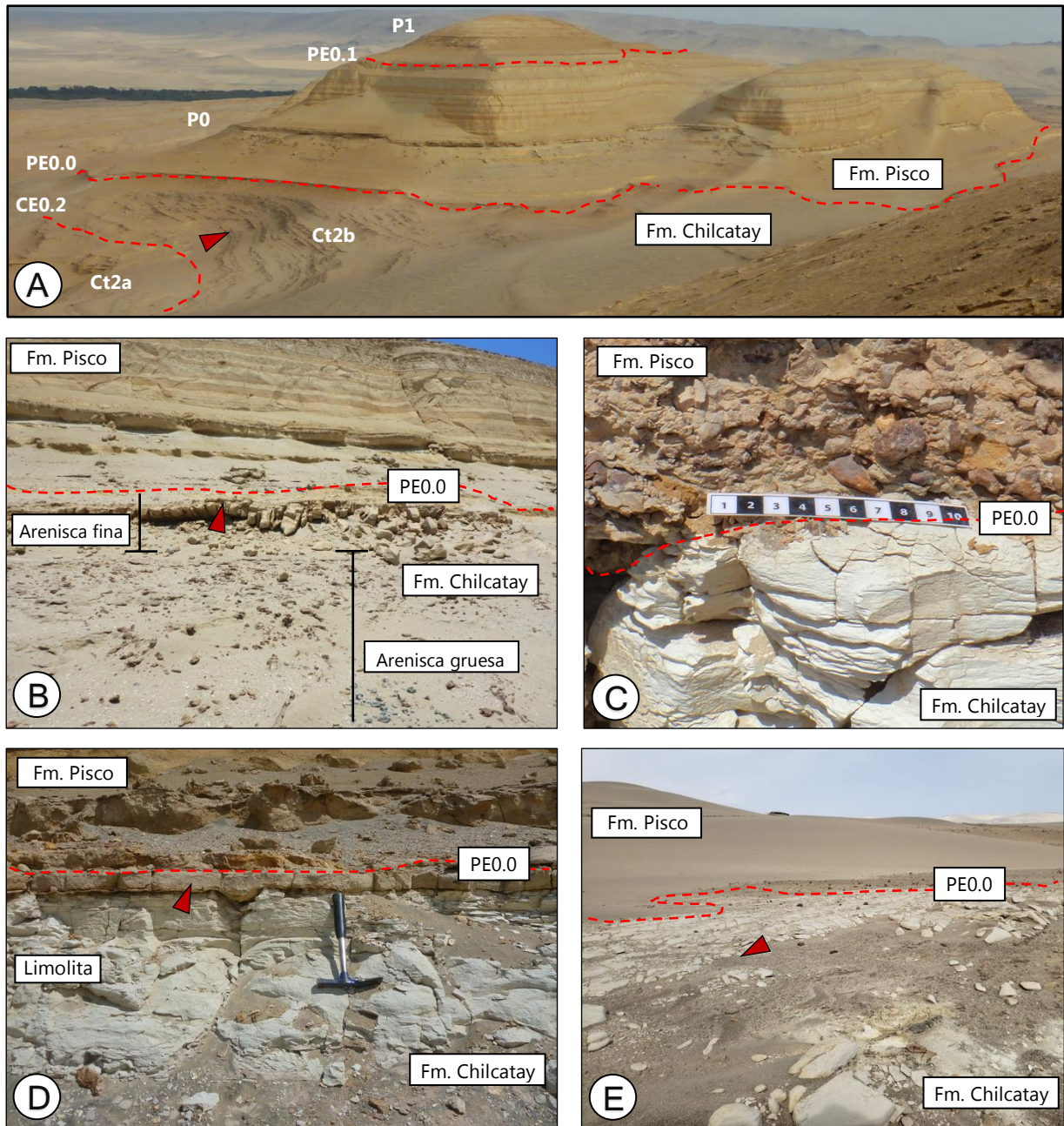
En el área de estudio la Formación Chilcatay consiste en una sucesión de areniscas masivas, limolitas tufáceas y diatomáceas, con algunas intercalaciones de areniscas gruesas. Los niveles más jóvenes de esta formación afloran en las zonas de Amara, Tinajones y Tres Pirámides. El techo de la Formación Chilcatay se encuentra en discordancia angular formando una superficie erosiva e irregular (PE0.0) con la Formación Pisco, la cual se observa bien en el sector Tres Pirámides (Figura 3.7A & B). En los metros finales de la formación se distingue el alomembro Ct2a definido por Di Celma *et al.*, (2018), compuesto de areniscas gruesas de color grisáceo con un alto componente lítico, presencia de bivalvos y balánidos fragmentados, además de *Thalassinoides* isp. con un índice de bioturbación (IB) de 3. Le sigue el alomembro Ct2b que en su base contiene capas métricas de arenisca fina parda con intercalaciones de arenisca carbonática y presencia de *Thalassinoides* isp., para terminar con 2-5 metros de limolitas de tonalidades gris-amarillento con presencia de escamas de peces y niveles milimétricos de ceniza volcánica (Figura 3.7C). El contacto erosivo muestra bioturbación de los icnogéneros *Spongeliomorpha*, *Thalassinoides* y bioerosionado por *Gastrochaenolites* isp., hasta una profundidad máxima de 50 cm.

Debido al grado de erosión, las facies inferiores a la superficie PE0.0 varían lateralmente de un sector a otro. Principalmente se observa en contacto con limolitas grisáceas, areniscas masivas, y en algunos sectores de manera discontinua limolitas carbonáticas a areniscas gruesas bioclásticas (Figura 3.7D & E). Esta última contiene trazas de *Gastrochaenolites* isp. y *Thalassinoides* isp. bien representadas en los cerros Tres Pirámides, Amara, Buque y Submarino.

3.1.2. Formación Pisco (NP-pi)

3.1.2.1. Conglomerado Fosfático (Cgf)

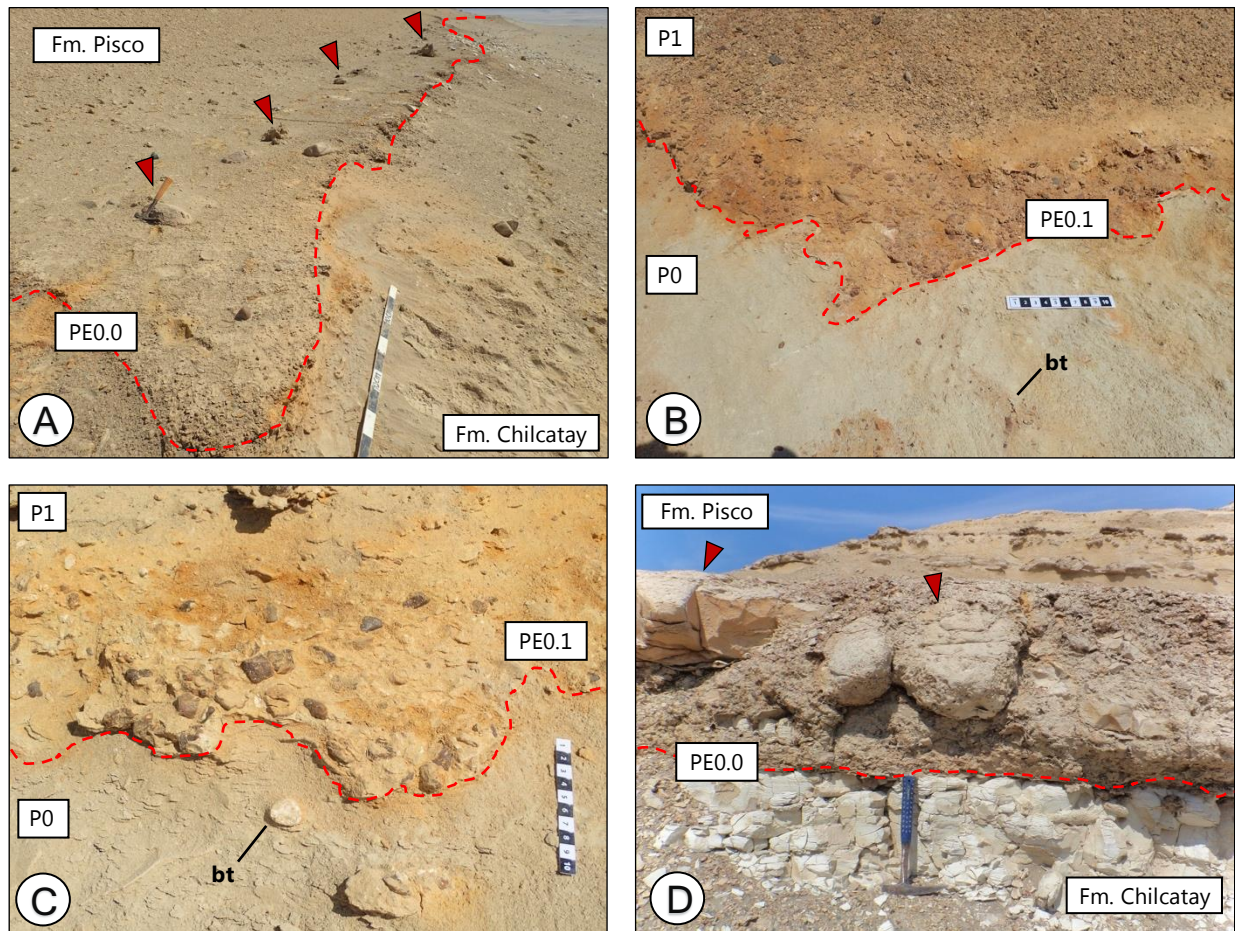
Se define por un conglomerado matriz-soportado con clastos de composición ígnea y silícea, clastos fosfáticos y la presencia de fragmentos carbonáticos de grano fino a muy fino (intraclastos), los cuales se encuentran dispersos en una matriz de arenisca fina (arcosa) de tonalidades parda a verdosa clara, con presencia de restos fósiles de bivalvos, ostras, balánidos, dientes de elasmobranquios y huesos de cetáceos.



Fotografía 3.3: Facies terminales de la Formación Chilcatay. A. Principales discontinuidades (CE0.2, PE0.0 & PE0.1) y alomientos (Ct2a, Ct2b, P0 & P1), además se observa una superficie de discordancia angular entre la Fm. Chilcatay y Pisco en la base de cerros Tres Pirámides (flecha roja). B. Detalle de las facies terminales de la Fm. Chilcatay, arenisca gruesa y arenisca fina con intercalación de arenisca carbonática (flecha roja). C. Limolitas grisáceas en contacto con Fm. Pisco, escala en cm. D. Facies terminales en cerro Submarino, en flecha roja arenisca gruesa bioclástica, escala martillo (30 cm). E. Presencia de limolitas carbonáticas (flecha roja) en contacto con Formación Pisco.

Esta facies se encuentra en la base de los alomientos P0 y P1 (Figura 3.8A, B & C) la que se caracteriza por una alta concentración de bioerosión a lo largo de los distintos afloramientos

estudiados. El espesor de la unidad varía lateralmente de 5 a 20 cm, alcanzando un espesor máximo en la zona de estudio de 60 cm en la ladera SE del cerro Buque (Figura 3.8D).



Fotografía 3.4: Facies de conglomerado fosfático. A. Capa fosfática de base irregular (línea roja discontinua) con clastos ígneos en la parte superior (flechas rojas), cerros Tres Pirámides (escala 1 m). B. Alta concentración de nódulos fosfáticos milimétricos, con base erosiva-irregular (línea roja discontinua) y presencia de bioturbación (bt), escala en cm, sector Tres Pirámides Este. C. Detalle de matriz de arenisca fina parda con presencia de nódulos fosfáticos centimétricos y bioturbación (bt), escala en cm, Tres Pirámides Oeste, escala 10 cm. D. Capa fosfáticas de 60 cm de espesor con baja cantidad de nódulos fosfáticos y la presencia de clastos carbonáticos (flechas rojas), escala martillo (30 cm), cerro Buque.

En esta capa se hallan cuatro tipos diferentes de clastos: (1) clastos ígneos, (2) silíceos, (3) fosfáticos e (4) clastos carbonáticos.

1. Los clastos ígneos se componen principalmente de andesitas, granodioritas y dioritas, con dimensiones que varían desde tamaño grava hasta bloque (diámetro máximo 1,5- 2 metros),

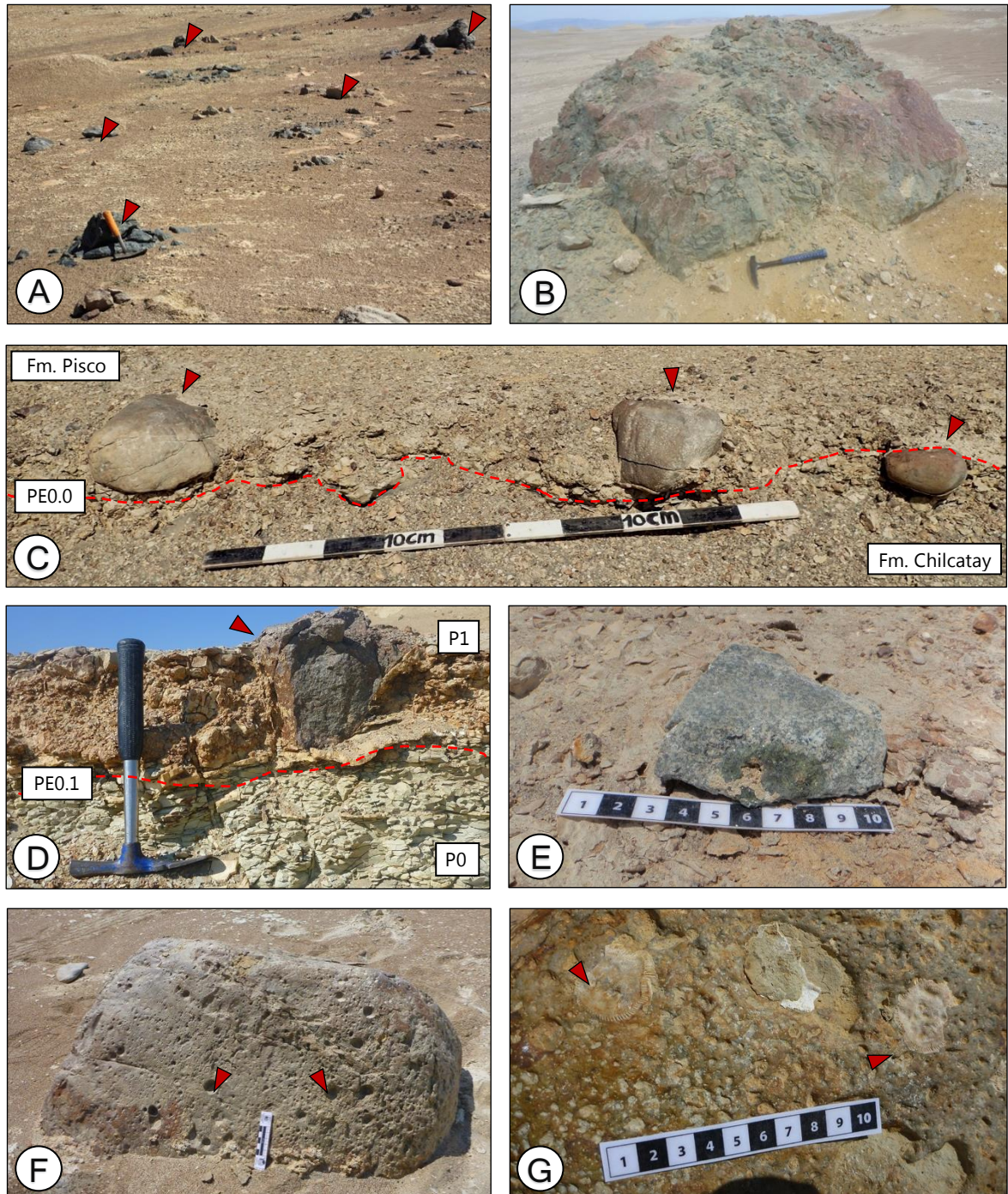
caracterizados como fragmentos sub-angulares a sub-redondeados, con una alta esfericidad, los cuales se disponen flotantes en la matriz o en directo contacto con la unidad subyacente. Suelen encontrarse en la posición donde fueron depositados y muestran algún grado de meteorización (Figura 3.9A-E). En algunos clastos se aprecian perforaciones de *Gastrochaenolites* isp. producidas por bivalvos y de *Entobia* isp. producidas por esponjas (cerro Amara), además de la presencia de organismos *in situ* como balánidos y ostras (Figura 3.9F-G).

2. Los clastos silíceos alcanzan tamaños centimétricos y están compuestos de sílex, ópalo y jaspe, con formas angulares a subredondeados dispersos en la matriz.
3. Los clastos fosfáticos por su parte poseen tamaños medios en un rango que va desde 0,3 a los 8 cm de diámetro, de tonalidades parda clara a oscura y formas elipsoidales, esféricas y piramidales, cuya redondez varía de angular a redondeada además de una alta esfericidad (Figura 3.10A & B). Estos clastos también se observan bajo el microscopio con tamaños que alcanzan los 4 mm de diámetro (Figura 3.10C & D). Los fosfatos suelen estar dispersos de manera continua en toda la unidad, encontrándose en algunas zonas en mayor concentración en conjuntos lenticulares, además son parte del relleno de estructuras de bioerosión presentes tanto en unidades subyacentes (Ct2b y P0) como en algunos clastos carbonáticos. Algunos clastos se encuentran bioerosionados por los icnogéneros *Gastrochoaenolites*, *Maeandropolydora* y *Entobia*.
4. Los clastos carbonáticos son de composición carbonática de grano fino con una tonalidad grisácea a parda clara con un alto grado de compactación y cementación, con formas esféricas a elipsoidales y redondez angular a subredondeada. Se caracterizan en algunos casos por estar bioerosionados por las trazas de *Gastrochaenolites* isp., *Trypanites* isp., *Maeandropolydora* isp., *Caulopstrepis* isp. y *Entobia* isp., de las cuales las dos primeras se hallan en gran abundancia. Cabe destacar que algunos clastos tienen perforaciones en todas direcciones y se encuentran tanto flotando como en contacto con la base de la unidad (Figura 3.11A, B & C).

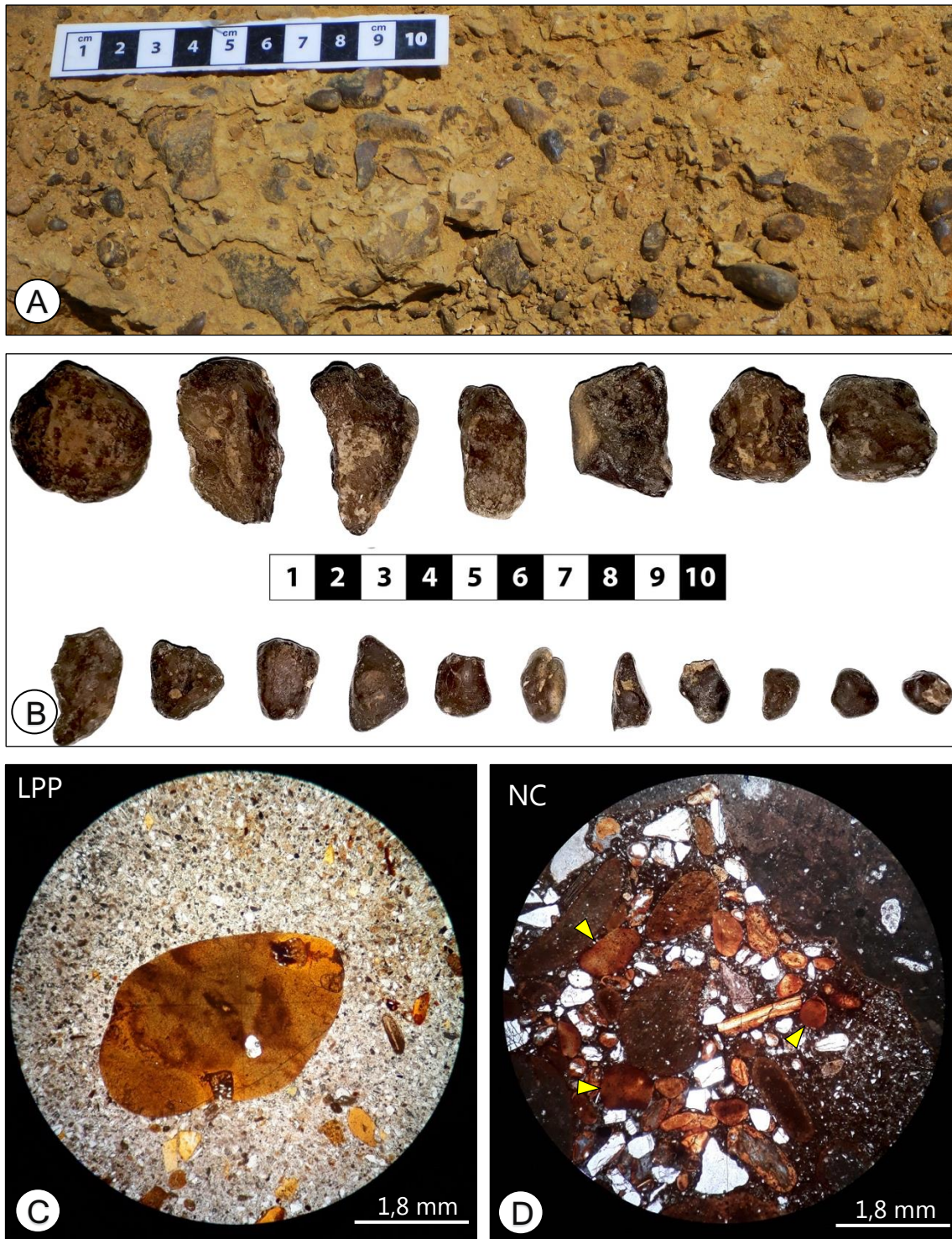
La observación bajo el microscopio muestra que la composición de los clastos va de arcillolita carbonática a calcarenita impura (Figura 3.11D & E); los clastos presentan minerales de plagioclasa de 0,1-0,2 mm de diámetro, esquirlas de vidrio volcánico de 0,1-0,2 mm de diámetro, minerales opacos y en baja cantidad la presencia de foraminíferos con 0,3 mm de longitud. Estos componentes están dispersos en un fango micrítico, que representa la mayor proporción de los intraclastos. Cabe destacar que los intraclastos poseen una composición similar a litologías observadas en las facies terminales de los alomiembros Ct2b y P0. De acuerdo con lo anterior, la génesis de estos intraclastos se puede relacionar a los procesos de exhumación que permitieron la formación de las superficies erosivas (PE0.0 y PE0.1).

Los clastos se encuentran dispersos en una matriz de arenisca fina de tonalidades que varían de parda a verdosa clara, matriz-soportada y de pobre selección granulométrica. Bajo el microscopio (Figura 3.12) la matriz se clasifica como una arenisca feldespática lítica caracterizada por fragmentos minerales que en promedio tienen entre 0,1 a 0,2 mm de diámetro, constituida por plagioclasas tabulares, subangulares a redondeados con 0,8 mm de diámetro, que se reconocen por la presencia de maclas simples y zonación. Además, se encuentran granos de cuarzo hasta de un diámetro de 3 mm, que muestran bordes claros y embahiamiento. Se encuentran minerales de glauconita distinguibles por sus tonalidades verdosas y minerales metálicos (opacos), fragmentos volcánicos como andesita y líticos sedimentarios principalmente arcillolita carbonática de tonos pardos en LPP con dimensiones que alcanzan los 3 mm. Es posible distinguir la presencia de cemento tipo A de composición silícea en una mayor proporción, y rellenando los espacios restantes la presencia de cemento calcáreo tipo B distinguido por sus altos colores de birrefringencia casi incoloro y su alto relieve.

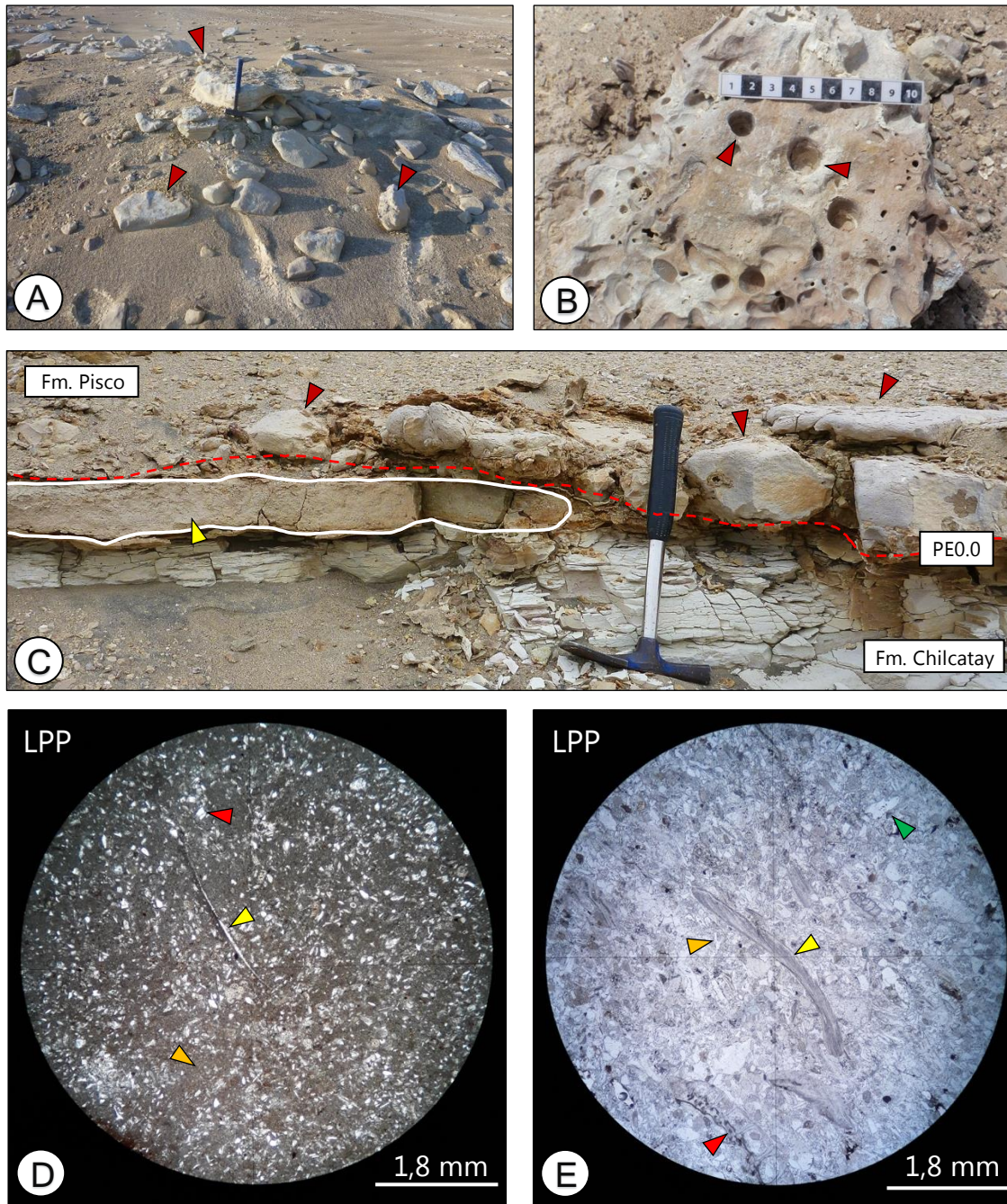
El contenido fósil consiste en bivalvos articulados y desarticulados, fragmentos de ostras, balánidos fragmentados y en posición de vida, fragmentos y huesos enteros de cetáceos, escamas de peces, dientes de tiburón, de raya y madera petrificada, todo lo cual se encuentra de manera dispersa en la unidad (Figura 3.13). Algunos fósiles presentan reemplazo mineral por fosfato, como es el caso de algunos bivalvos, dientes de tiburón, balánidos y microfósiles como foraminíferos observados bajo el microscopio.



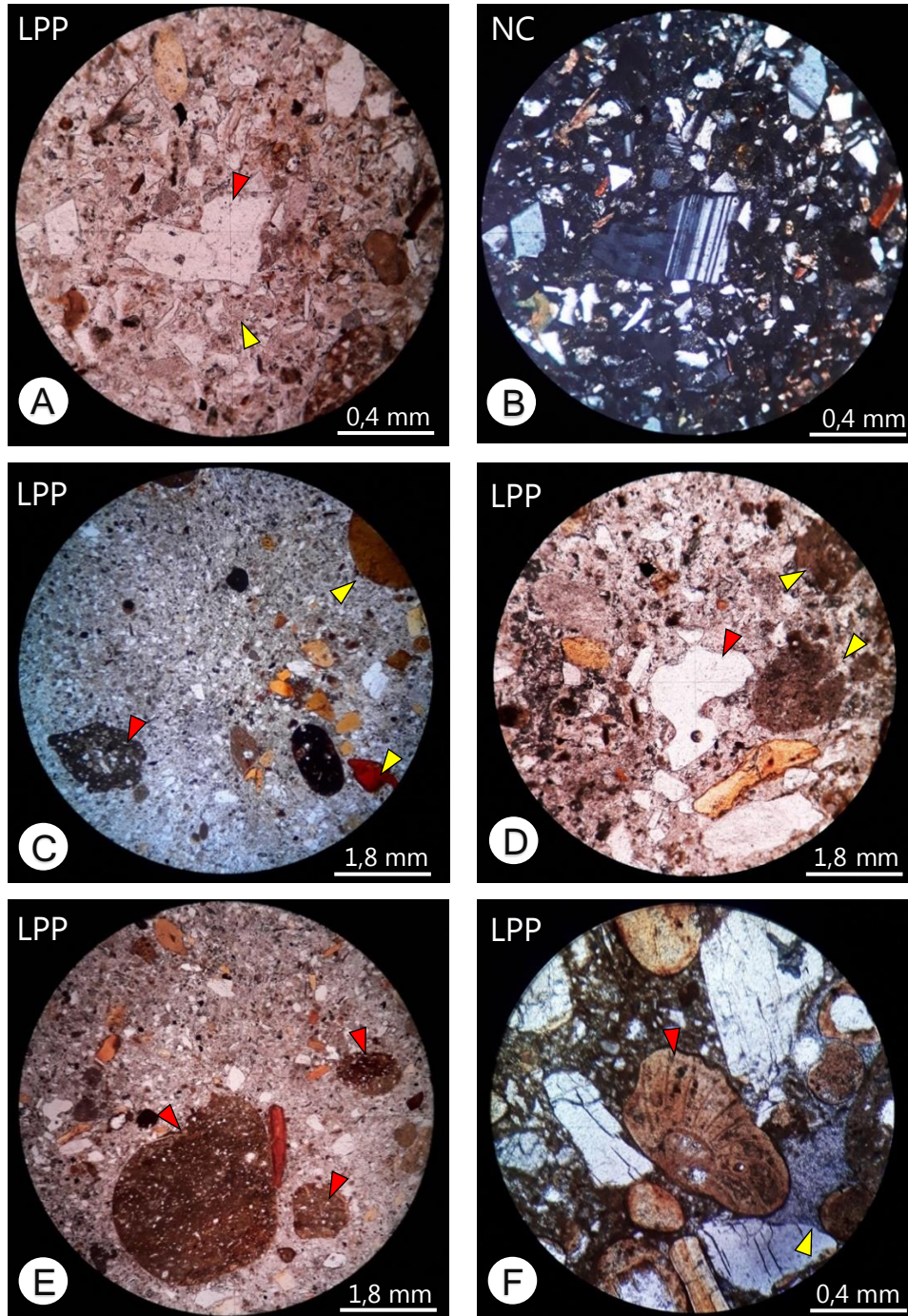
Fotografía 3.5: Clastos ígneos en la unidad fosfática. A. Bloques ígneos (flechas rojas) en la base de P0 en cerro Zanjones, escala martillo (30 cm). B. Clasto ígneo tamaño bloque en cerro Amara. C. Clastos ígneos (flecha roja) tamaño grava *in situ* en capa basal en contacto con la Formación Chilcatay (línea roja discontinua), cerro Tinajones D. Sección transversal de bloque *in situ* de composición andesítica en el límite PE0.1 (línea roja discontinua), cerro Tres Pirámides. E. Detalle de fragmento de diorita, escala en cm, cerro Buque. F. Presencia del icnogénero *Gastrochaenolites* (flechas rojas) en clasto volcánico, cerro Amara. G. Detalle de placas basales de *Balanus* sp. (flechas rojas) *in situ* en clasto ígneo, escala en cm, cerro Buque.



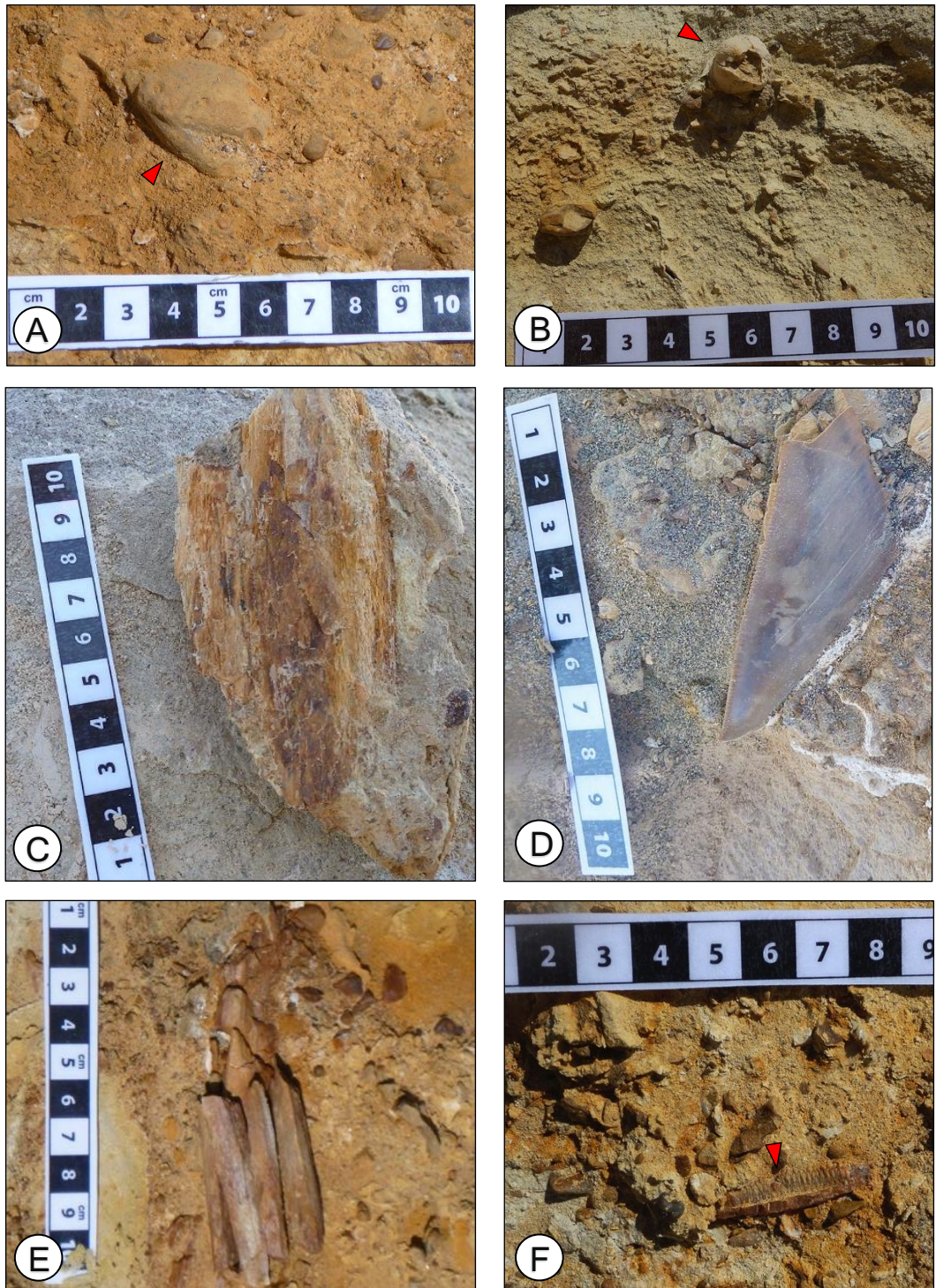
Fotografía 3.6: Descripción de clastos fosfáticos en la unidad fosfática. A. Fosfatos *in situ* en la base de cerro Tinajones. B. Fosfatos de color pardo rojizo, tamaño grava, angulares a subredondeados en general con alta esfericidad, escala en cm. C. Grano de fosfato bajo el microscopio en matriz de arenisca, muestra FP16-05. D. Presencia de nódulos de fosfato (flechas amarillas) en conglomerado basal, muestra FP16-10. LPP: luz polarizada plana y NC: nícoles cruzados.



Fotografía 3.7: Descripción de los clastos carbonáticos presentes en la unidad fosfática. A. Presencia de clastos carbonáticos (flechas rojas) en unidad basal afectada por deflación, escala martillo (30 cm), cerro Submarino, B. Clasto carbonático afectado por *Gastrochaenolites* isp., escala en cm, cerro Amara. C. Clastos carbonáticos bioerosionados (flechas rojas) en la unidad fosfática, subyacen facies de similares características (flecha amarilla) de la Formación Chilcatay, cerro Submarino. D. Fotomicrografía de arcillolita carbonática impura, presencia de plagioclasa (flecha roja), fragmento de bivalvo (flecha amarilla) y fango micrítico (flecha naranja), muestra FP16-01. E. Fotomicrografía de calcarenita fina impura, presencia de banálidos (flecha roja), bivalvos (flecha amarilla), esquirlas de vidrio (flecha naranja), plagioclasas (flecha verde) disperso en fango calcáreo, muestra FP16-07.



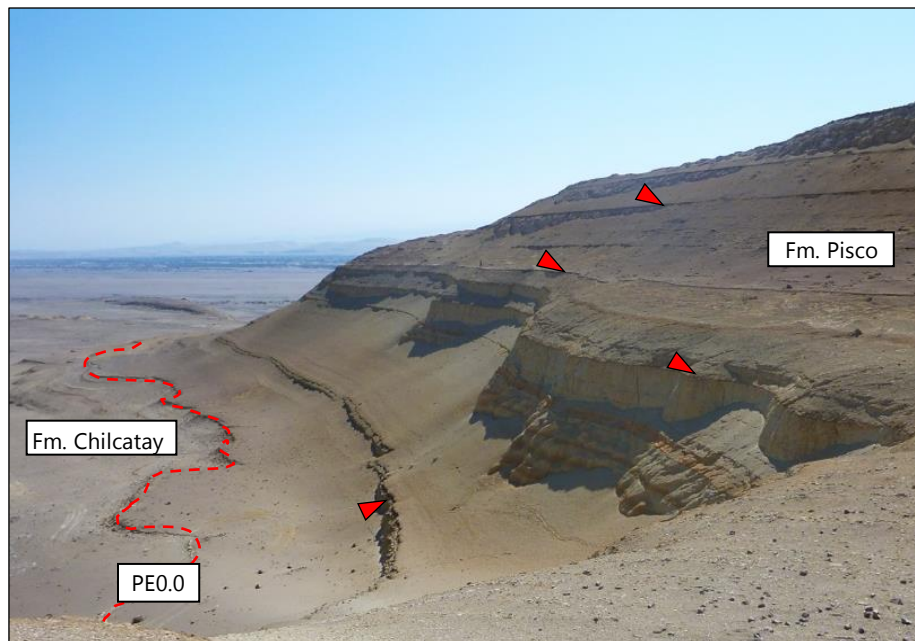
Fotografía 3.8: Microfotografías de la matriz en la unidad fosfática. A-D. Muestra FP16-05. E-F. Muestra FP16-10. A. Arcosa lítica, plagioclasa (flecha roja) y cemento silíceo (flecha amarilla). B. Plagioclusas con macla simple. C. Grano lítico andesítico (flecha roja) y nódulo fosfático (flecha amarilla) en arenisca fina. D. Cuarzo embahiado (flecha roja) y granos líticos sedimentarios (flecha amarilla). E. Líticos sedimentarios subredondeados (flecha roja). F. Fragmento de foraminífero mineralizado por fosfato (flecha roja) y presencia de cemento calcáreo (flecha amarilla).



Fotografía 3.9: Fósiles presentes en la unidad fosfática. A. Molde de bivalvo articulado (flecha roja), cerro Tres Pirámides. B. Bálano *in situ* (flecha roja), cerro Submarino. C. Fragmento de tronco fósil, cerro Buque. D. Diente de tiburón, cerro Buque. E. Fragmento de mandíbula de mamífero marino, cerro Tres Pirámides. F. Fragmento de diente de raya (flecha roja), cerro Buque. Escala en cm.

3.1.2.2. Areniscas finas masivas (Af-mf)

Facies caracterizadas como areniscas finas de tonalidades pardas a grisáceas de aspecto masivo (Figura 3.14), que forman parte del nivel inferior-medio de los alomiembros con un espesor máximo de 20 metros. En la parte inferior están en contacto con las facies fosfáticas, en el tramo medio se intercalan con paquetes repetitivos de areniscas carbonáticas de orden centimétrica a decimétrica y con dos niveles de areniscas bioclásticas. Hacia techo las areniscas se intercalan con paquetes de limolitas y limolitas diatomáceas disminuyen gradualmente su espesor.

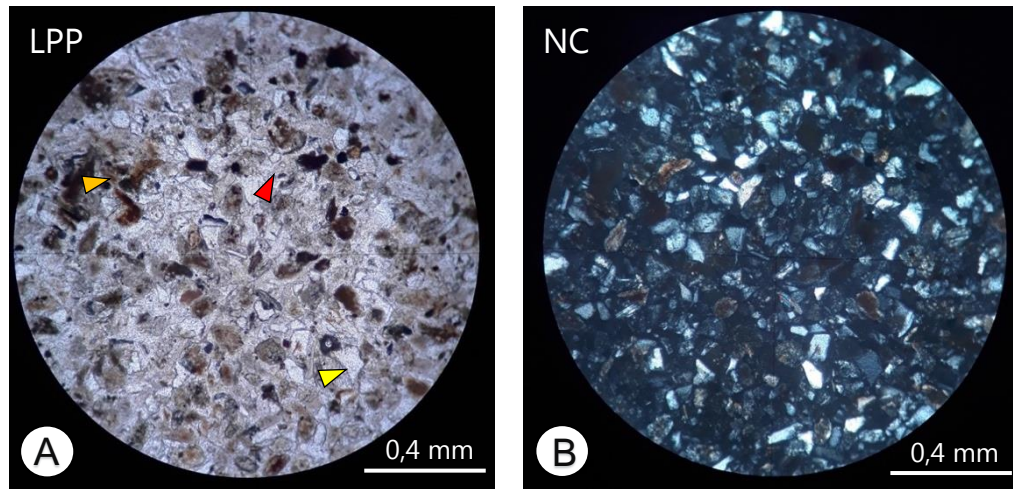


Fotografía 3.10: Vista principal de las capas de areniscas finas masivas (flechas rojas) en cerro Tres Pirámides.

El contenido mineralógico corresponde a una arcosa de grano fino (Figura 3.15), matriz-soportada, de buena selección; con alto contenido en plagioclasa (50%), opacos (30%), biotita (15%) y anfíbol (5%); con un rango de diámetros entre 0,1 y 0,2 mm. Estos granos minerales se encuentran en contacto puntual a tangente, en los intersticios se encuentra arcilla y están cementados principalmente por sílice y en algunas ocasiones por cemento calcáreo.

En los primeros metros, las areniscas presentan algunos niveles de limolitas y limolitas tobáceas con un alto índice de bioturbación y diferenciadas por un alto contenido de biotita. Estos niveles presentan una gran concentración de galerías de *Thalassinoides* isp. generalmente conectadas con *Gyrolithes* isp. (Figura 3.16A & B), También existen horizontes con concreciones,

de formas elongadas y subredondeadas, donde se encuentran restos fósiles tales como bivalvos, huesos de mamífero marino y madera petrificada (Figura 3.16C & D). Adicionalmente, se encuentran clastos ígneos redondeados dispuestos de forma horizontal de tamaño bloque, en algunos sectores agrupados o solitarios en distintos niveles (Figura 3.16E), y por último, la presencia de diques de arenisca muy fina a limolita grisácea (Figura 3.16F).

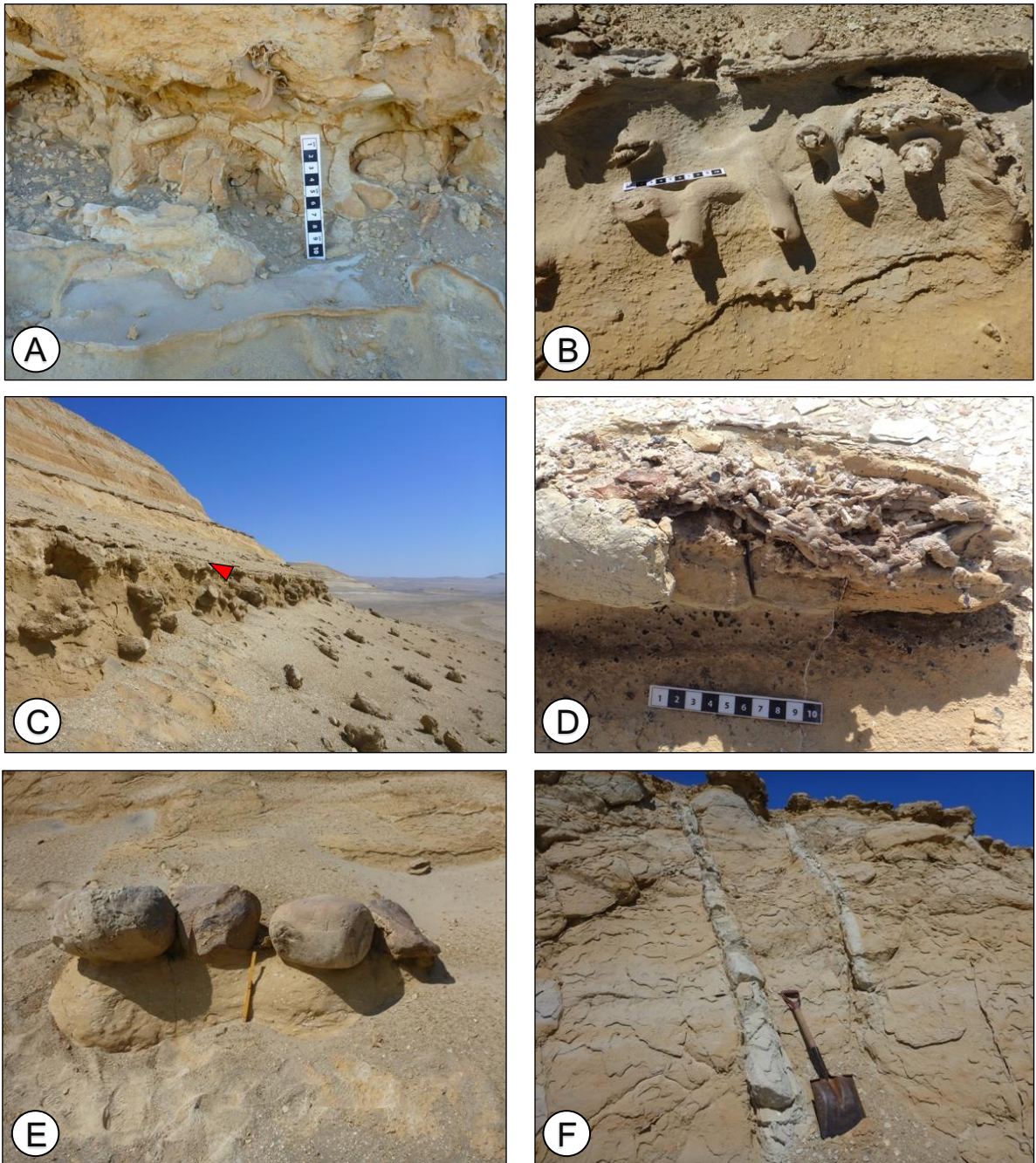


Fotografía 3.11: Microfotografías de la unidad de arenisca fina. Muestra FP16-6. A. Arcosa donde se diferencia cemento silíceo (flecha roja), presencia de plagioclasas (flecha amarilla) y arcilla (flecha naranja). B. Detalle de plagioclasas en contacto puntual a tangencial, con granos subangulares a subredondeados.

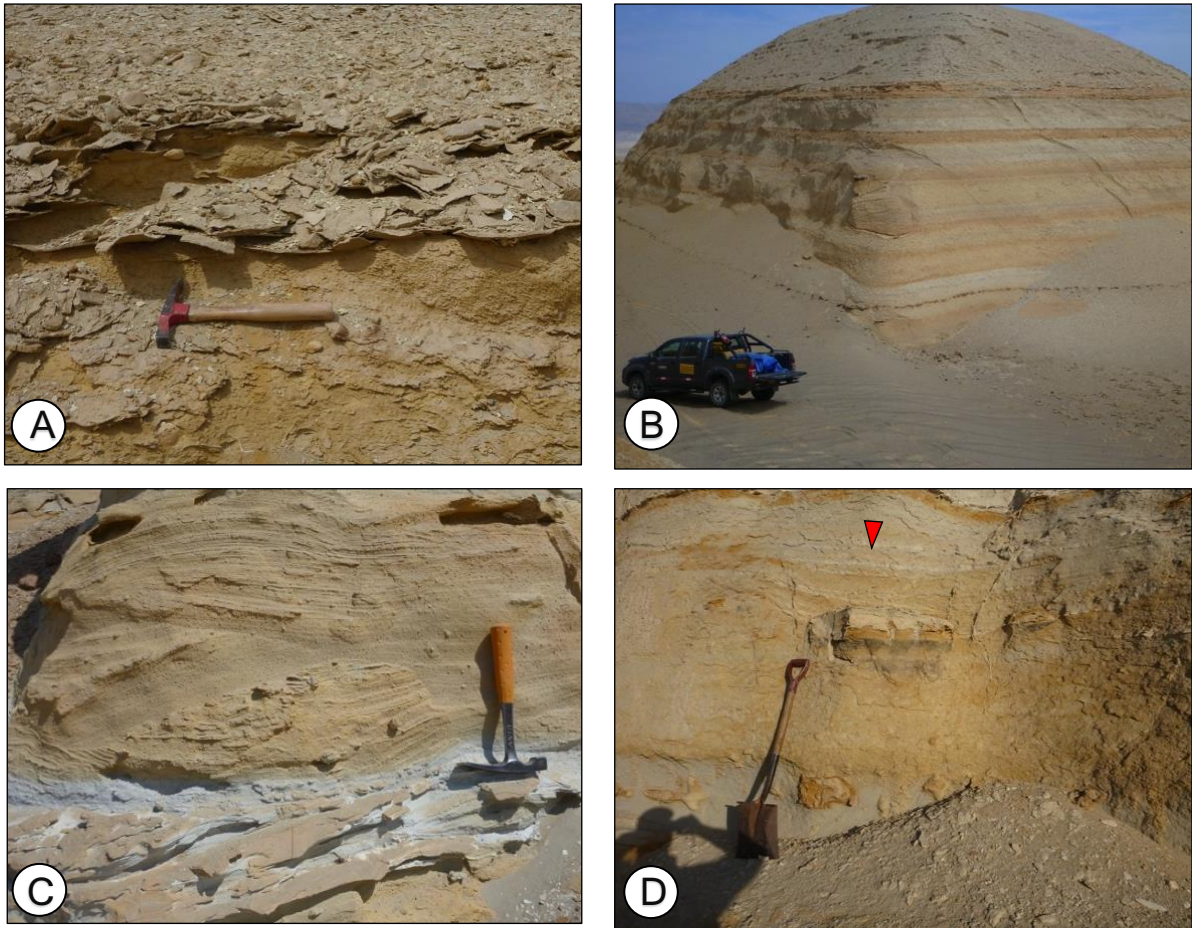
Los estratos son mayoritariamente de aspecto masivo, aunque destaca la presencia de ondulitas simétricas (Figura 3.17A) y estratificación cruzada en los niveles inferiores, en cambio a nivel medio-superior esta unidad se intercala con capas de limolita/limolita diatomácea (Figura 3.17B), caracterizada por la presencia de estratificación cruzada hummocky (HCS) y swaley (SCS) de baja amplitud (Figura 3.17C), además de poseer estructuras de relleno de canal *scour-and-fill* y *cut-and-fill* (Figura 3.17D).

Por otro lado, abundan fósiles (Figuras 3.18 & 3.19) de bivalvos articulados, con valvas cerradas, en una orientación horizontal y/o inclinada (bajo ángulo), solitarios o concentrados formando *lags*, de manera dispersa o formando niveles. Además, se hallan gasterópodos, balánidos, equinoideos fragmentados y enteros, pinzas de decápodo (crustáceo), de forma dispersa dientes de tiburón de diversos tamaños (enteros y fragmentados), restos de dientes de raya, escamas de peces, además de fragmentos de madera petrificada. Destacan restos tanto articulados como

desarticulados de cetáceos (*Mysticeti* y *Odontoceti*) en todos los afloramientos y a distintos niveles, de forma dispersa o en horizontes concrecionales.

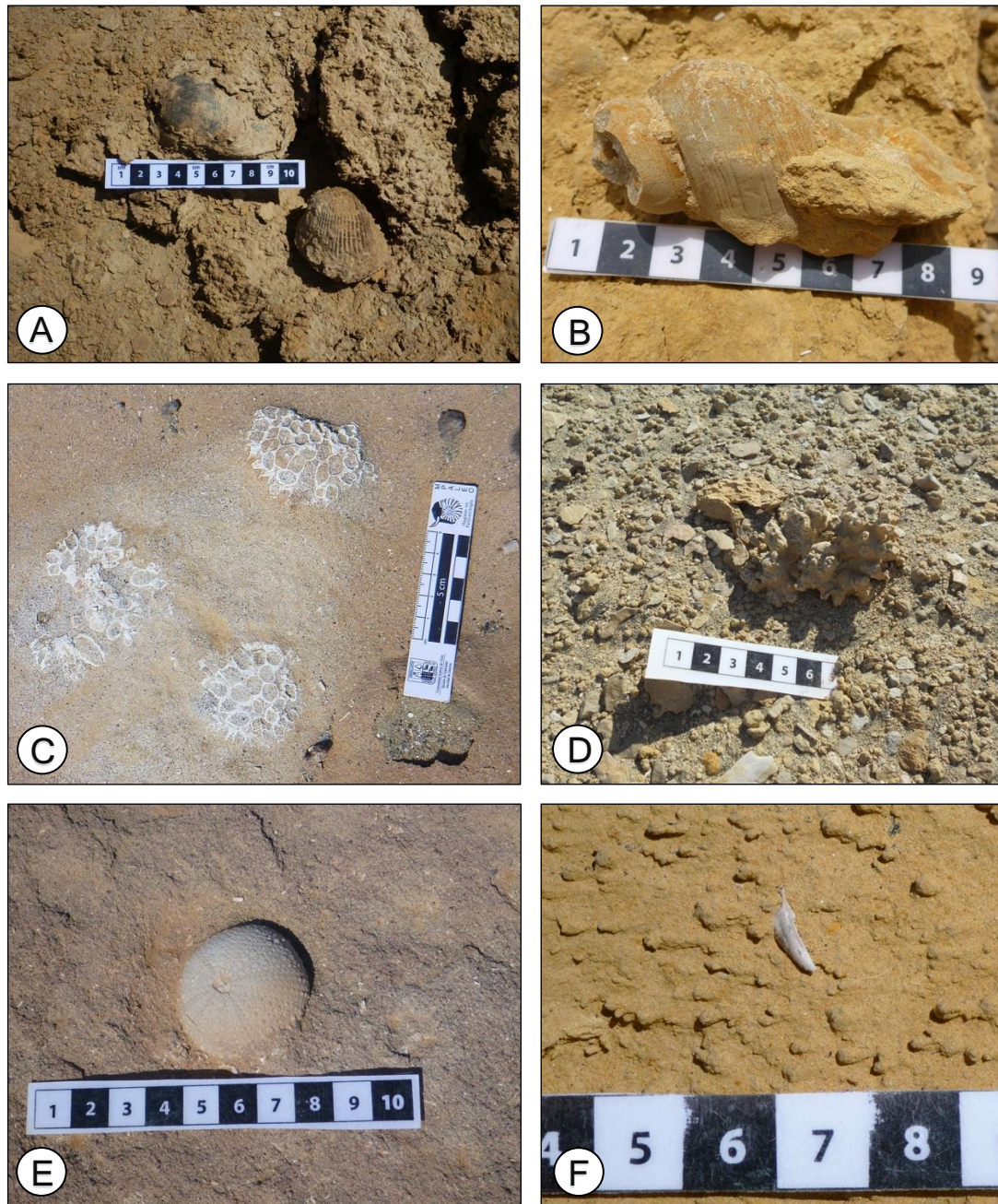


Fotografía 3.12: Descripción de facies de la unidad de arenisca fina. A. Nivel de limolita tufácea con *Thalassinoides* isp., Sector Tres Pirámides. B. Nivel de limolitas con bioturbación, cerro Tinajones. C. Nivel concrecional (flecha roja), cerro Buque. D. Detalle de concreción con tronco fósil bioerosionado por *Teredolites* isp., cerro Amara. E. Clastos ígneos de tamaño bloque en arenisca masiva, escala 30 cm, cerro Submarino. F. Diques de limolitas en facies de arenisca fina, cerro Submarino. A, B y D escala en cm.

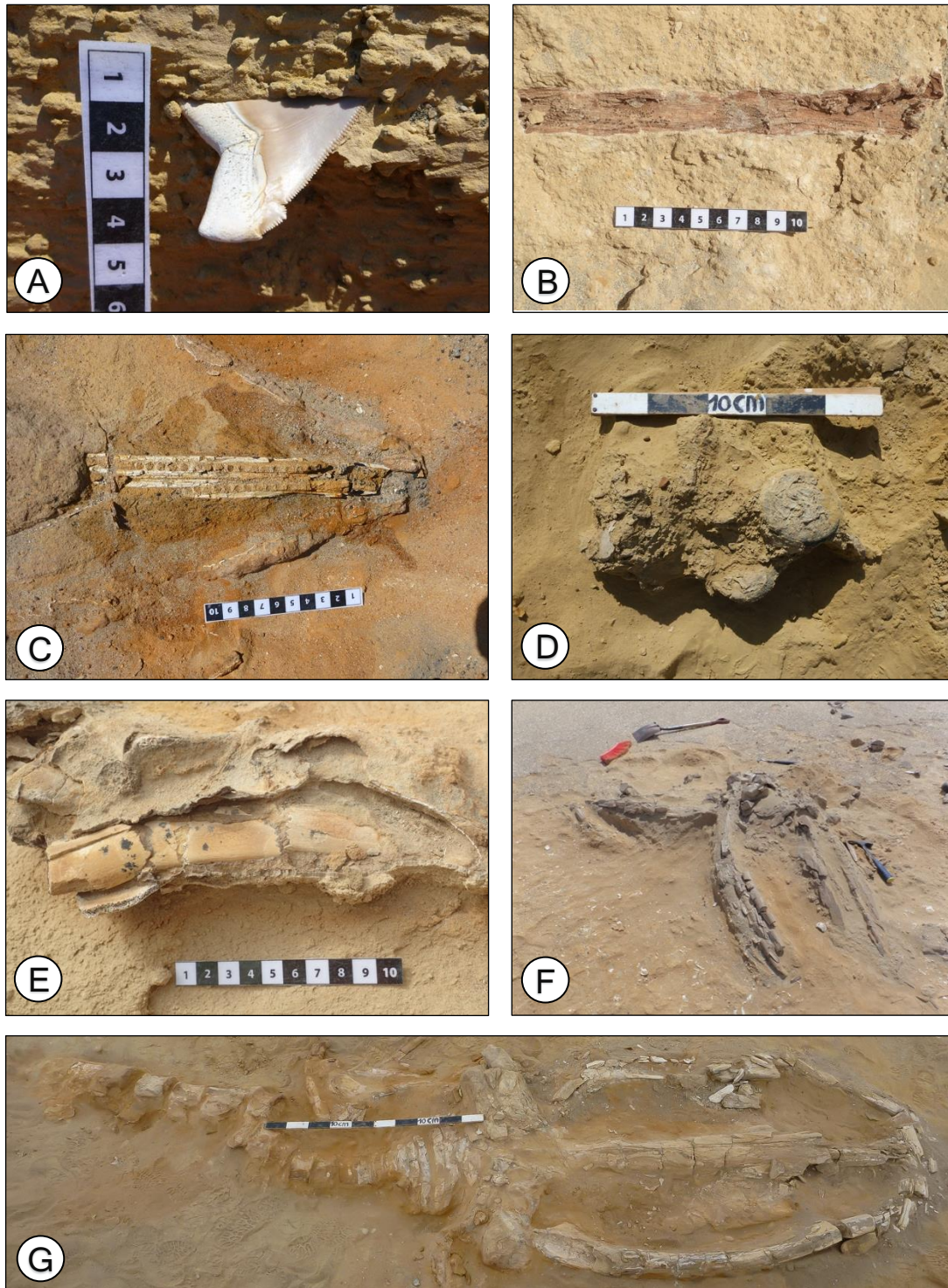


Fotografía 3.13: Continuación de la descripción de facies de la unidad de arenisca fina. A. Ondulitas simétricas, sector Tres Pirámides. B. Alternancia arenisca fina con limolita en niveles superiores, Sector Tres Pirámides. C. HCS en arenisca fina y limolitas grisáceas, cerro Amara. D. Relleno de canal (flecha roja), escala pala (1 m), cerro Zanjonés.

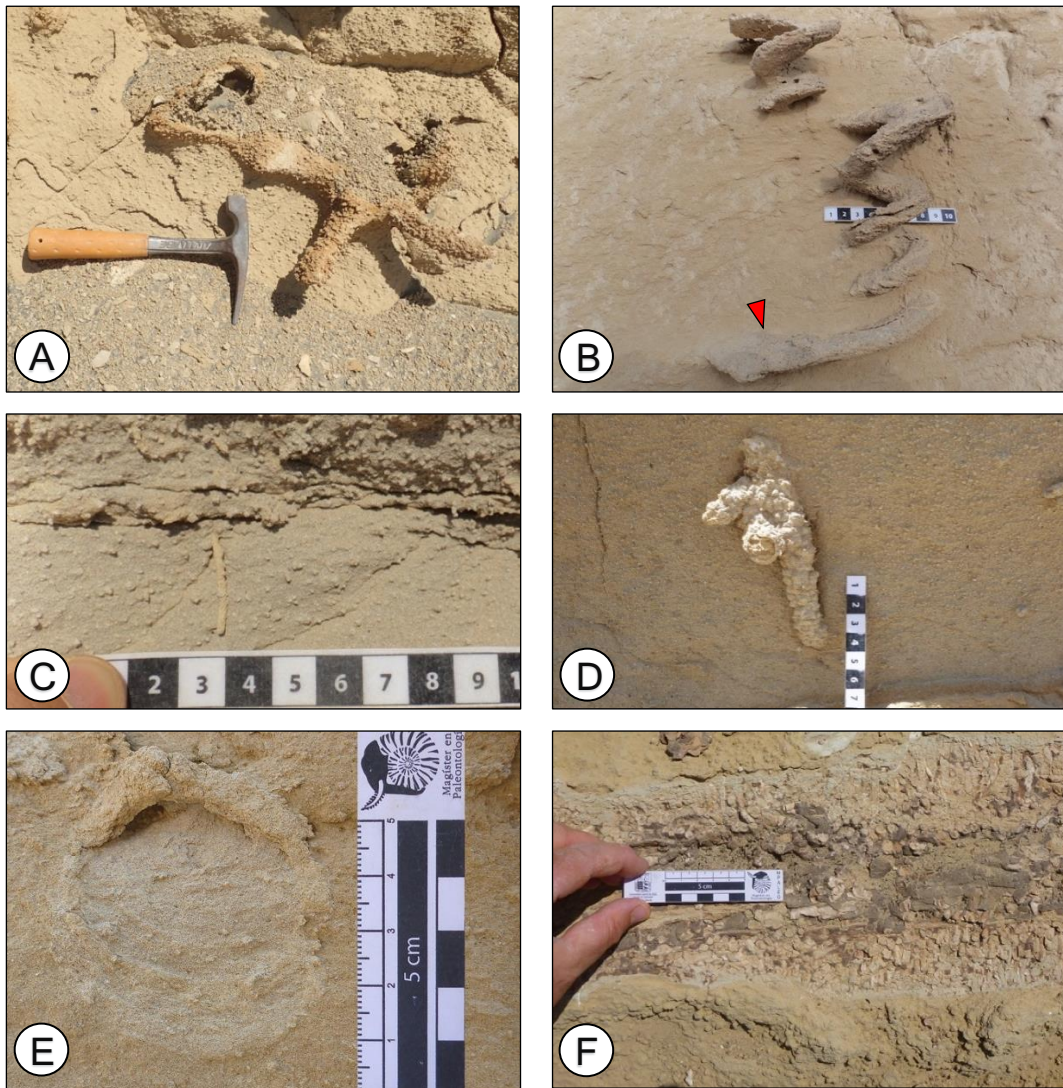
Por otro lado, las trazas fósiles presentes se distribuyen en distintos niveles en la arenisca (Figura 3.20), donde se distinguen trazas pertenecientes a los icnogéneros *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Teredolites* y *Teichichnus* y a las icnoespecies *Gyrolithes krameri* y *Ophiomorpha nodosa*. A diferentes niveles se aprecian horizontes con una alta concentración de bioturbación (IB 3- 4), reconociendo en abundancia *Thalassinoides* isp. en conexión con *Gyrolithes krameri*, y dispersos *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp. y *Teichichnus* isp. En algunos horizontes de concreciones se halla el icnogénero *Teredolites* perforando restos de madera petrificada en cerros Amara y Tres Pirámides.



Fotografía 3.14: Fósiles presentes en la facies de arenisca fina. A. Bivalvos, cerro Tres Pirámides. B. Gasterópodos, cerro Amara. C. Balánidos, cerro Tijonales. D. Rodolitos, cerro Buque. E. Equinoideo, cerro Zanjones. F. Pinza de decápodo, cerro Submarino. Escala en cm.



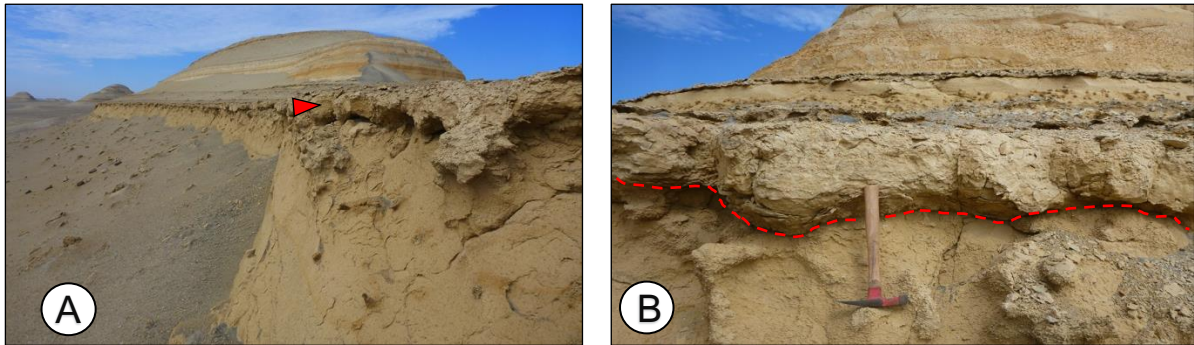
Fotografía 3.15: Continuación de los fósiles presentes en la facies de arenisca masiva fina. A. Diente de tiburón, cerro Amara. B. Madera Petrificada, cerro Buque. C. Mandíbula de delfín, cerro Zanjonos. D. Vertebras de ballena, cerro Tres Pirámides. E. Mandíbula de ballena, cerro Tres Pirámides. F. Ballena parcialmente preservada, cerro Buque. G. Ballena articulada en posición ventral (hacia arriba), cerro Amara. A-E. Escala cm, F. Escala pala (1 m). G. Escala 1 m.



Fotografía 3.16: Icnofósiles en las facies de arenisca fina. A. *Thalassinoides* isp., cerro Buque. B. *Gyrolithes krameri* conectado a *Thalassinoides* isp. (flecha roja), cerro Buque. C. *Skolithos* isp., cerro Tres Pirámides. D. *Ophiomorpha nodosa*, cerro Amara. E. *Teichichnus* isp. F. *Teredolites* isp. en madera fósil, base cerro Amara. Escala cm.

3.1.2.3. Areniscas Bioclásticas (Sb)

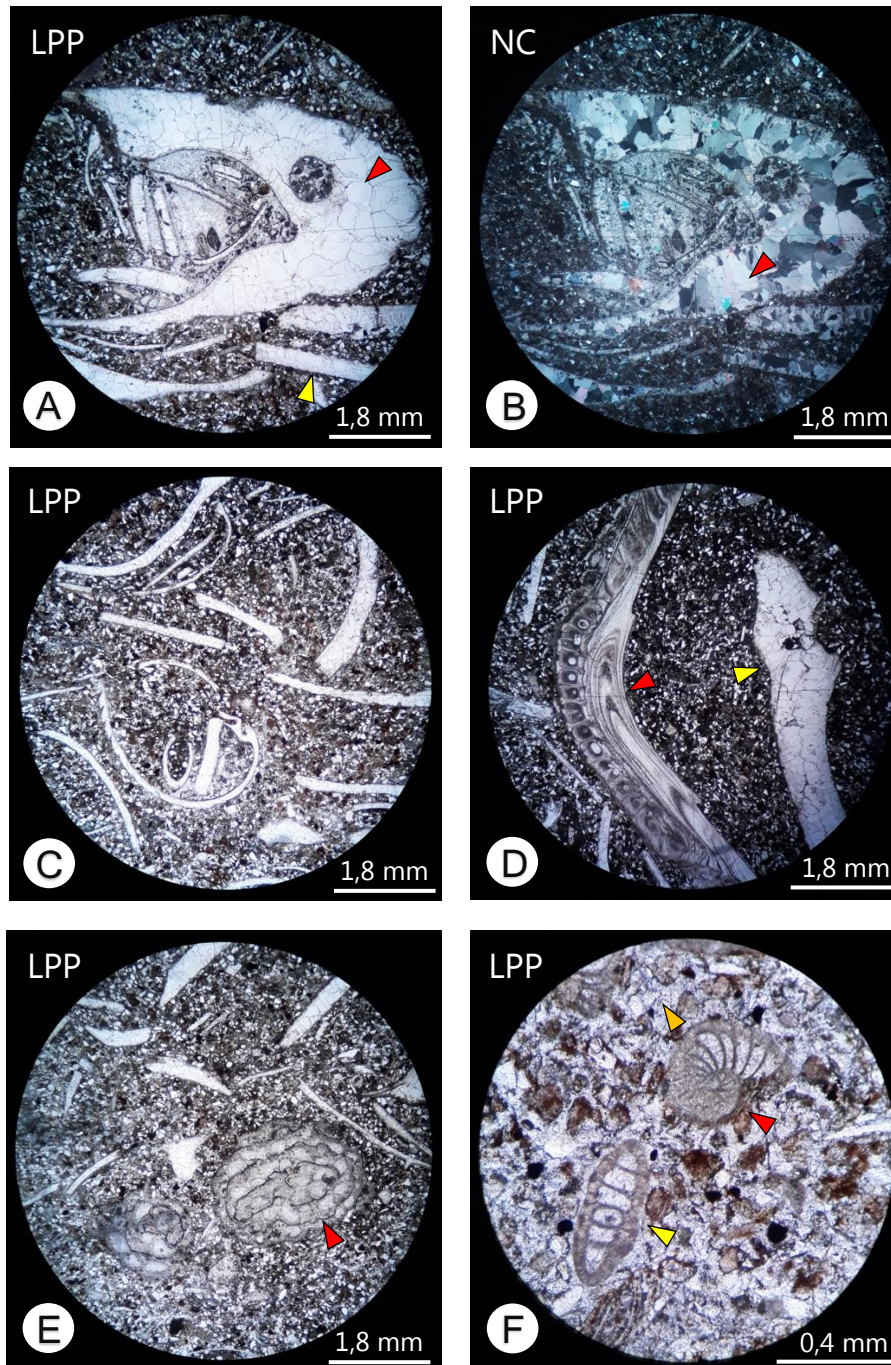
Unidad definida como arenisca bioclástica (*shell bed*) compuesta por una alta concentración de fósiles de invertebrados y vertebrados marinos (cetáceos) en una matriz de arena fina con cemento calcáreo. Se encuentra presente en la parte basal de la formación en donde intercala con las areniscas finas masivas con un espesor que varía entre 10 a 40 cm (Figura 3.21). Posee continuidad lateral y una base irregular.



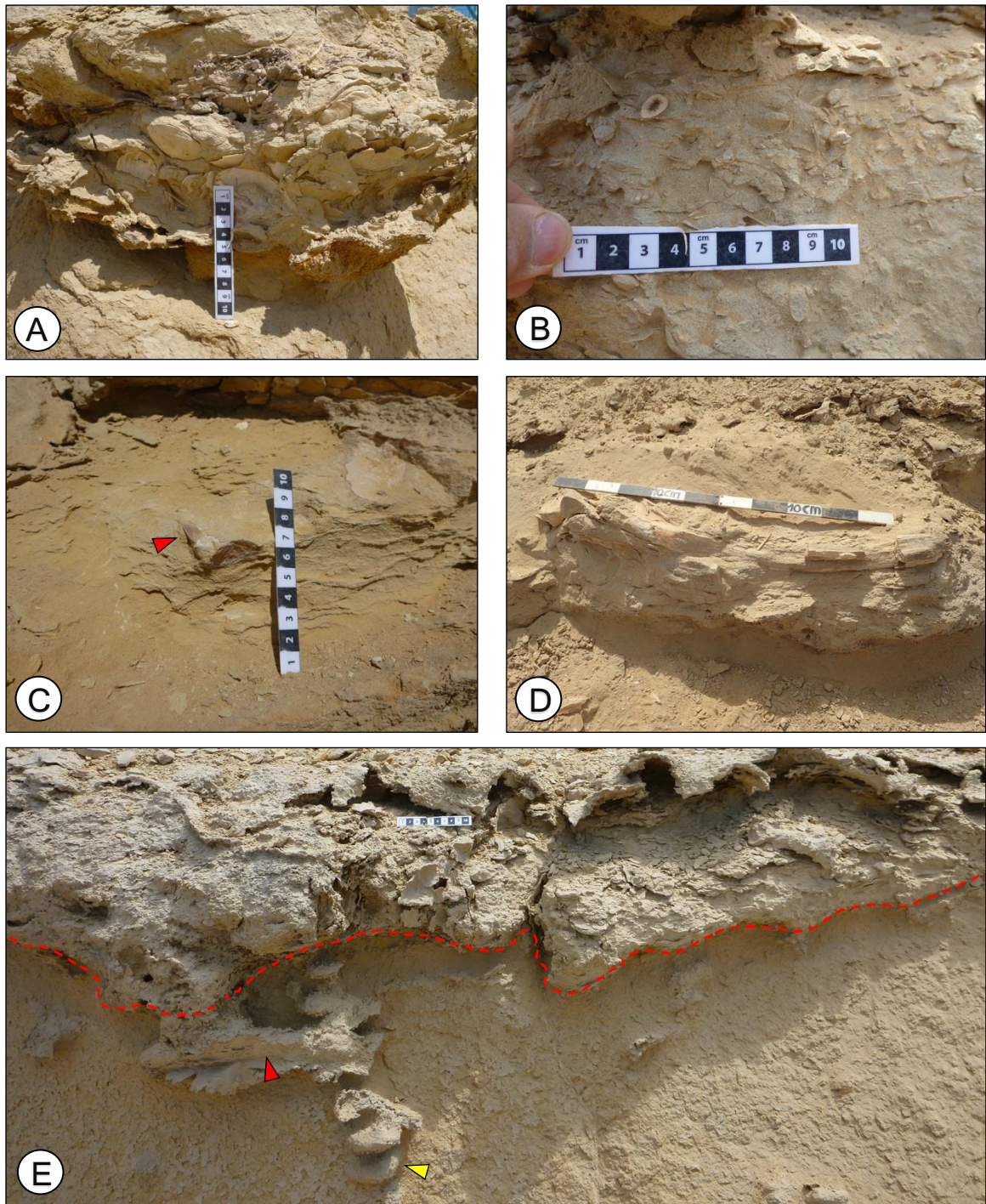
Fotografía 3.17: Vista principal de la facies de arenisca bioclástica. A. Areniscas bioclásticas en continuidad lateral (flecha roja), cerro Buque. B. Detalle de base irregular (línea roja discontinua) y relaciones de contacto con areniscas masivas finas, escala martillo (30 cm), cerro Buque.

Bajo el microscopio (Figura 3.22) se caracteriza como un wackstone impuro por la presencia de plagioclasas (20%), opacos (15%), y en menor medida cuarzo (3%). Los aloquímicos (40%) presentes corresponden a fragmentos de bivalvos, gasterópodos, balánidos, foraminíferos, con proporción de oolitos (3%). La matriz (19%) está compuesta de micrita, además de la presencia de cemento esparítico rellenando fósiles de invertebrados.

La unidad (Sb) se caracteriza por una gran variedad de fósiles de invertebrados (Figura 3.23A-C). La mayor concentración corresponde a fragmentos de bivalvos articulados y desarticulados en posición subhorizontal e inclinados, además de gasterópodos, balánidos, rodolitos, fragmentos de dientes de raya, escamas de peces y pinzas de decápodos. Los vertebrados presentes (Figura 3.23D) en la capa corresponden a fragmentos de cetáceos como vertebras, mandíbulas y costillas, además de restos de madera petrificada y clastos ígneos solitarios. En la parte basal de la unidad, afectando a la facies de areniscas masivas, aparecen las trazas de *Thalassinoides* isp. conectadas a *Gyrolithes* isp. en baja abundancia (Figura 3.23E).



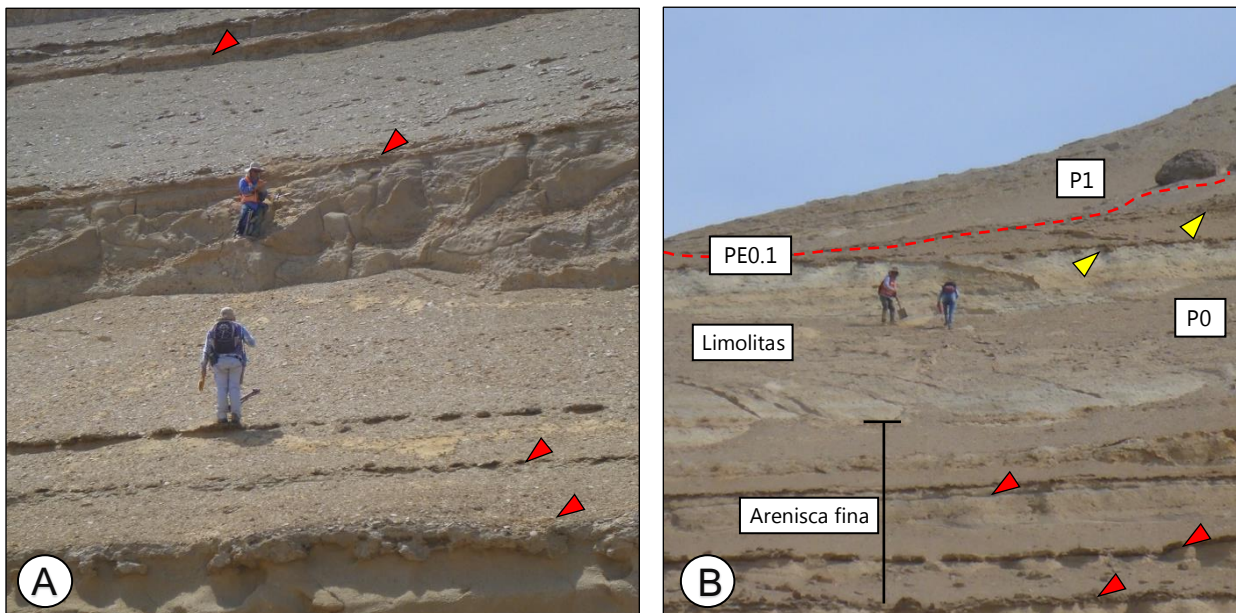
Fotografía 3.18: Microfotografías de la unidad de arenisca bioclástica. Muestra FP16-08. A. Fragmento de gasterópodo (flecha roja) y bivalvo (flecha amarilla). B. Presencia de cemento esparítico rellenando restos invertebrados y micrita en la matriz. C. Presencia de valvas de bivalvos y gasterópodos en sección longitudinal en matriz tamaño arena fina. D. Sección de balánido (flecha roja) y gastrópodo (flecha amarilla). E. Presencia posible de fragmento de briozoo (flecha roja). F. Foraminíferos del tipo evoluta (flecha roja) y uniserial (flecha amarilla) en matriz de micrita (flecha naranja).



Fotografía 3.19: Fósiles y trazas fósiles presentes en la facies de arenisca bioclástica. A. Concentración de bivalvos subhorizontales e inclinados, cerro Tinajones. B. Detalle en sección transversal de arenisca bioclástica, sector Tres Pirámides. C. Presencia de diente de tiburón (flecha roja), cerro Buque. D. Fragmento de mandíbula de cetáceo, sector Tres Pirámides. E. Detalle de *Thalassinoides* isp. (flecha roja) conectado con *Gyrolithes* isp. (flecha amarilla) bioturbando a las facies de arenisca masivas subyacente, además se destaca la superficie erosiva en la base de las areniscas bioclásticas (línea roja discontinua), cerro Buque. Escala en cm.

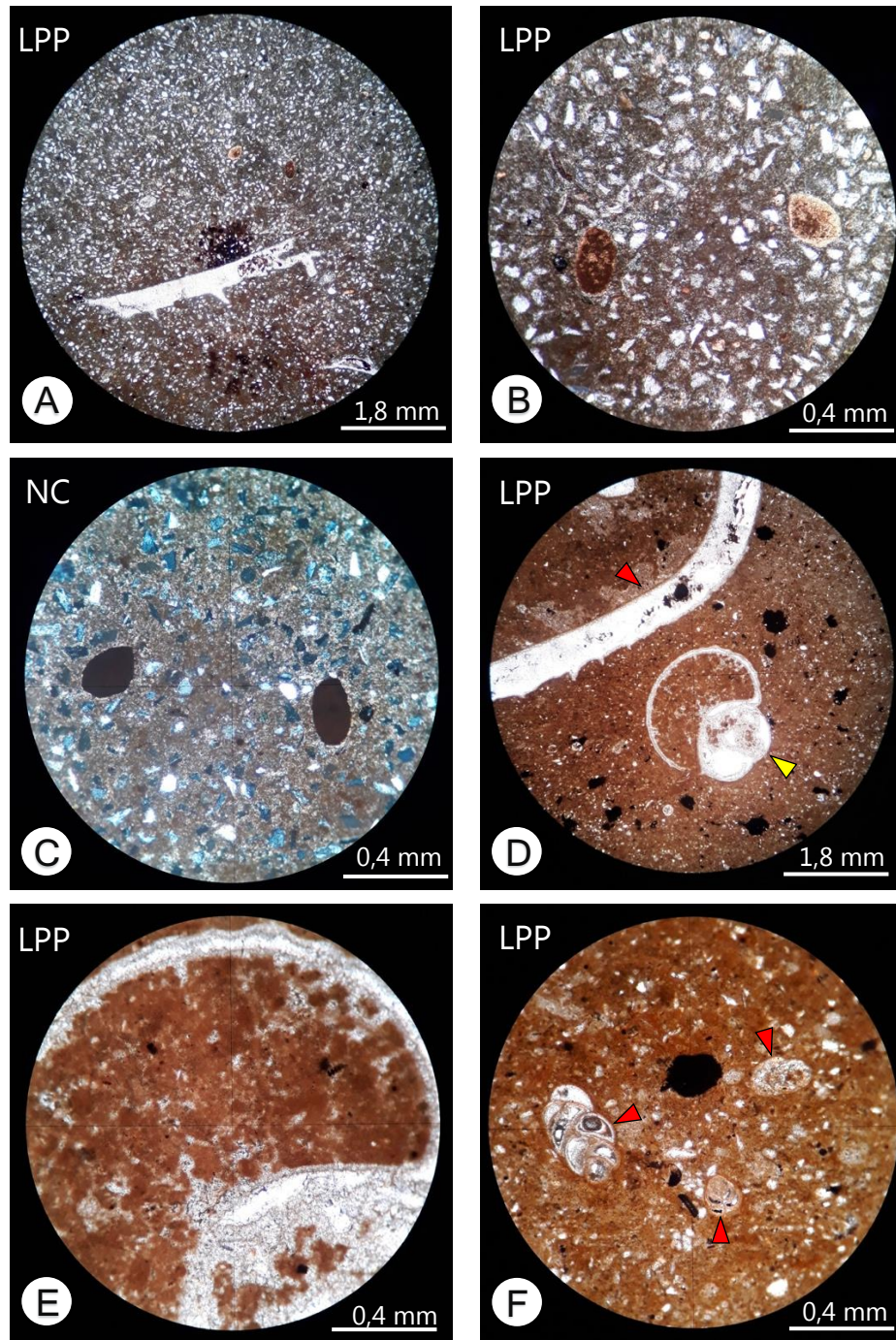
3.1.2.4. Areniscas Carbonáticas (Sc)

Esta facies corresponde a areniscas finas de composición carbonática, con tonalidades parda clara a parda oscura y de aspecto masivo, intercaladas con distintos niveles de areniscas masivas y también de limolitas (Figura 3.24), con un espesor que varía de 10 a 25 cm. Esta facies se distingue en terreno por ser más competente y sobresalir de las facies que la rodean. En general, es de aspecto masivo, aunque se observa presencia de ondulitas hacia el techo de la unidad.



Fotografía 3.20: Vista principal de las facies de arenisca carbonática. A. Niveles de areniscas carbonáticas (flechas rojas) que intercalan con facies de arenisca masiva, sector Tres Pirámides. B. Niveles de areniscas carbonáticas que intercalan facies de arenisca fina masiva en la parte inferior (flechas rojas), de la misma forma intercalan en facies de limolitas (flecha amarilla), cerro Zanjones.

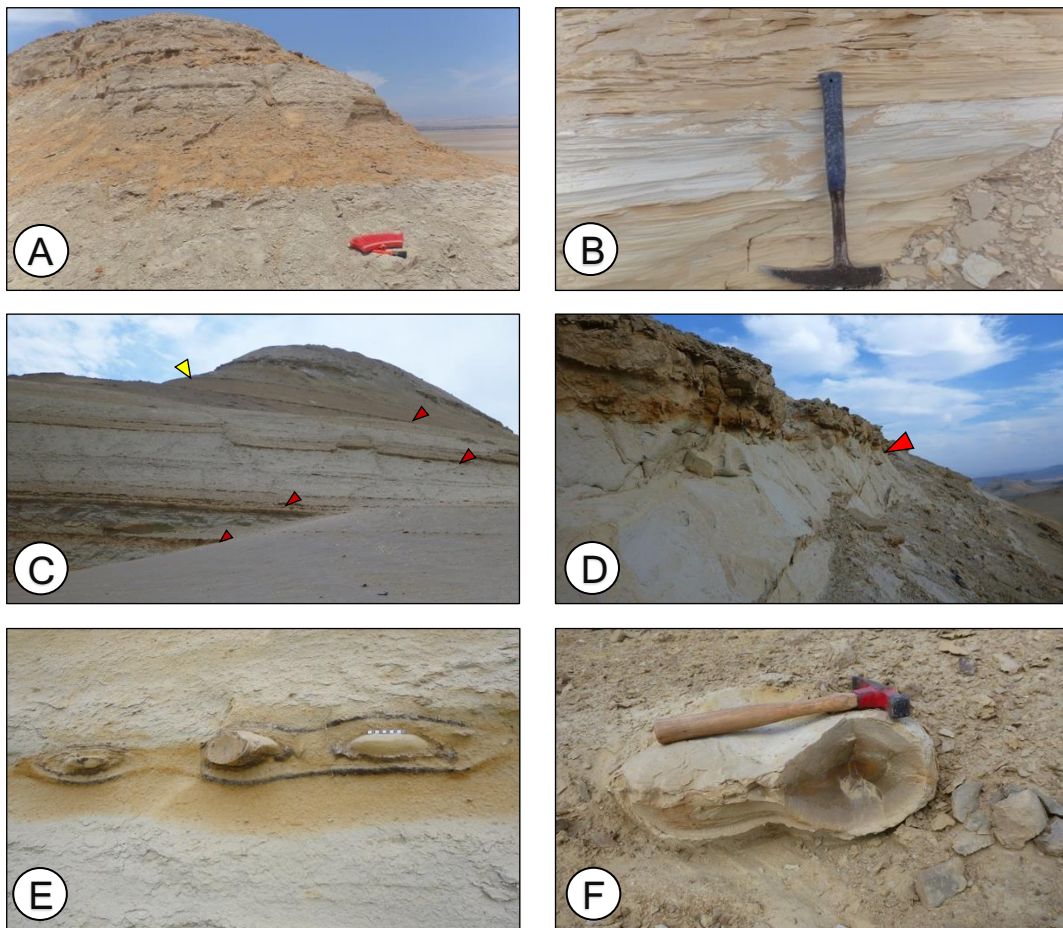
Petrográficamente se define como una arcosa calcárea en una proporción de un 60% de granos y un 40% de matriz (Figura 3.25A-C). Destacan plagioclasas con tamaños entre 0,1-0,2 mm, además de nódulos fosfáticos, bivalvos y foraminíferos. La matriz se compone de cemento micrítico con la presencia de oolitos subredondeados a redondeados con un diámetro de 0,05 mm dispersos en ella. Cabe destacar que los componentes terrígenos varían lateralmente a arcillolita carbonática (Figura 3.25D-F). Por otro lado, se hallan bivalvos articulados y desarticulados, gasterópodos, equinoideos, dientes de tiburón y de raya, fragmentos de madera, restos óseos de cetáceo y vertebras de pez, además de bioturbación de los icnogéneros *Thalassinoides* y *Gyrolithes*.



Fotografía 3.21: Microfotografías de la facies de areniscas carbonática. A-C. Muestra FP16-02. D-F. Muestra FP16-03. A. Arenisca de grano fino con presencia de fragmentos de bivalvo. B. Detalle de A con presencia de plagioclasas y nódulos fosfáticos. C. Plagioclasas con zonación y matriz calcárea. D. Arcillolita carbonática con bivalvo (flecha roja) y gastrópodo en corte transversal (flecha amarilla). E. Detalle de pellets en matriz micrítica. F. Foraminíferos posiblemente del tipo morfológico triserial (flecha roja).

3.1.2.5. Limolitas (Lim) y Limolitas Diatomáceas (Lim-d)

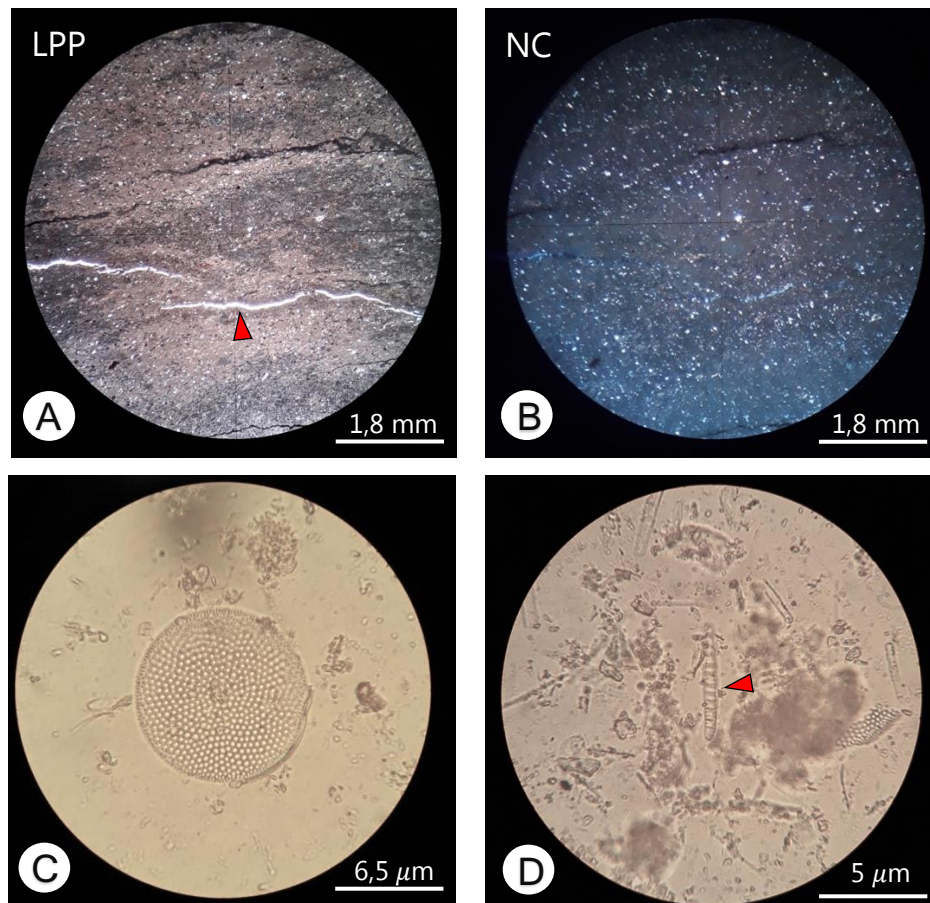
Esta unidad se define como limolitas de tonalidades grisáceas a blanquecinas (Figura 3.26A & B), las que se distribuyen en los niveles más altos de las secuencias en el sector de estudio, y en el alomamiento P1 destaca hacia techo limolitas con una alta concentración de diatomeas. El espesor es variable en los distintos afloramientos con una variación entre 5 a 20 metros, y un valor máximo de 60 metros en cerro Amara, el depocentro de la zona de estudio. En la parte media esta facies intercala con paquetes de areniscas finas masivas y areniscas carbonáticas (Figura 3.26C & D), con presencia de niveles de nódulos dolomíticos subredondeados (Figura 3.26E & F) y algunos niveles de ceniza volcánica.



Fotografía 3.22:

Vista principal de la facies de limolita. A. Limolitas grisáceas, cerro Buque. B. Detalle de limolitas de A. C. Intercalación de limolita con areniscas carbonáticas (flecha roja) y areniscas masivas (flecha amarilla), cerro Zanjones. D. Limolita con nivel de arenisca carbonática (flecha roja), cerro Submarino. E. Niveles de concreciones dolomíticas, sector Tres Pirámides. F. Detalle de nódulo dolomítico.

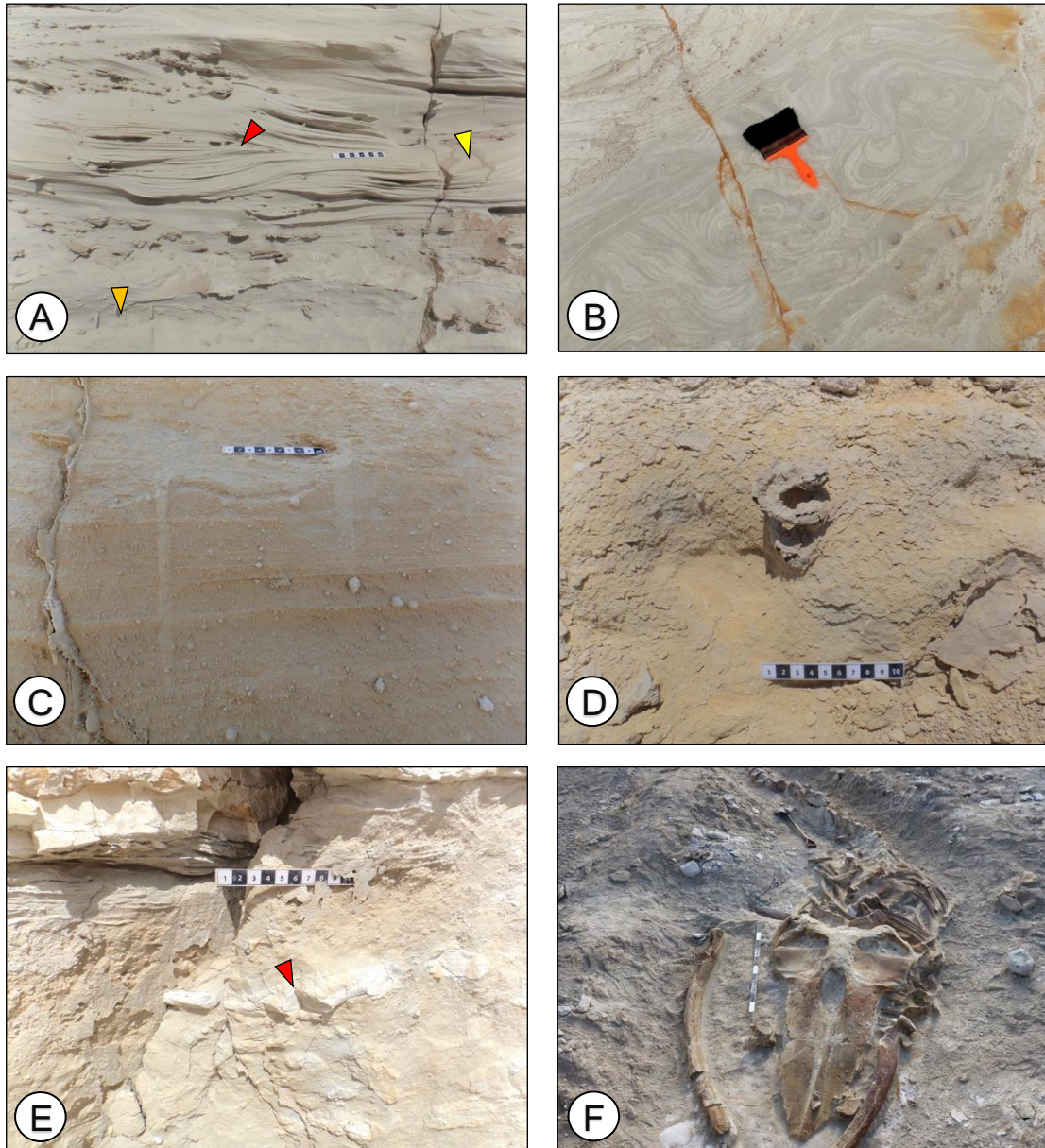
Petrográficamente se define por su alto contenido de limo de tonalidad parda y en menor medida la presencia de fragmentos de plagioclasas, cuarzo, minerales opacos y foraminíferos (Figura 3.27A & B). Además destaca la presencia en niveles superiores de diatomeas del orden Centrales (simetría radial): *Thalassiosira* ? sp., *Actinoptychus senarius* ? y *Biddulphia* ? sp., así como del orden Pennales (simetría bilateral): *Nitzschia fossilis* ? y *Delphineis* ? sp., (Figura 3.27C & D).



Fotografía 3.23: Microfotografías de las facies de limolitas y limolitas diatomáceas. Muestra FP16-11. A. Detalle de limolita en LPP con baja presencia de cristales minerales y vetas de yeso diagenético (flecha roja). B. Detalle de limolita en NC destaca la presencia de minerales de cuarzo y plagioclasas en baja proporción. C. Diatomea del tipo central o simetría radial, *Thalassiosira* ? D. Diatomeas del tipo pennada o de simetría bilateral, *Nitzschia fossilis* ? (flecha roja).

Por otro lado, las facies de limolita poseen un aspecto masivo, con presencia de HCS y SCS, ondulitas, y laminación paralela convoluta en los niveles superiores. Destacan la gran

concentración y el excelente estado de preservación de fósiles de vertebrados. En cuanto al contenido icnológico se encuentran *Skolithos* isp., *Gyrolithes* isp. y *Thalassinoides* isp. en bajo IB (2-3) (Figura 3.28).



Fotografía 3.24: Estructuras sedimentarias, fósiles y trazas fósiles presentes en las facies de limolitas A. Estructuras HCS (flecha roja) y SCS (flecha amarilla) en arenisca muy fina grisácea, además de la presencia de *Skolithos* isp. (flecha naranja), cerro Amara. B. Laminación convoluta vista en planta, cerro Zanjonés. C. Laminación paralela y presencia de *Skolithos* isp., cerro Buque. D. *Gyrolithes* isp., cerro Submarino. E. *Thalassinoides* isp. (flecha roja), sector Tres Pirámides. F. Esqueleto de Mysticeti, cerro Amara. A, C, D y E escala en cm. B. Brocha escala (20 cm). F. Escala 1 m.

3.2. ASOCIACIONES DE FACIES Y AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Como se vio en el apartado anterior, la Formación Pisco corresponde a una sucesión sedimentaria marina predominantemente siliciclástica compuesta de conglomerados, areniscas masivas finas, limolitas/limolitas diatomáceas y en menor medida areniscas bioclásticas y areniscas calcáreas. Tal descripción coincide con estudios previos realizados en la formación (Dunbar *et al.*, 1990; Di Celma *et al.*, 2016, 2017; DeVries & Jud, 2018). A continuación, se describen y analizan las principales asociaciones de facies identificadas y se propone el ambiente de sedimentación para la Formación Pisco en el área de estudio.

3.2.1. Asociaciones de facies

Para la definición de las principales asociaciones de facies se utiliza el modelo descrito por Nichols (2009) para ambientes siliciclásticos marinos costeros (Figura 3.29). Partiendo de ello se reconocen cuatro asociaciones de facies principales:

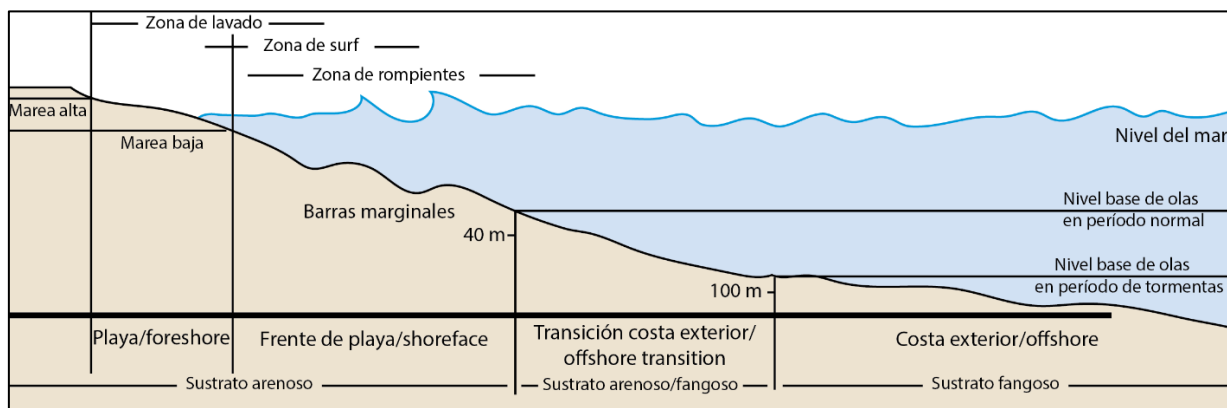


Figura 3.5: Perfil de ambiente siliciclásticos marinos costeros (modificado de Nichols, 2009).

- Asociación de facies F1: Conglomerado transgresivo.
- Asociación de facies F2: Areniscas masivas con intercalaciones de areniscas carbonáticas y bioclásticas.

- Asociación de facies F3: Limolitas pardas-grisáceas con intercalaciones de areniscas masivas y areniscas carbonáticas.
- Asociación de facies F4: Limolitas grisáceas-pardas y limolitas diatomáceas con niveles de ceniza volcánica y nódulos dolomíticos.

La tabla 3.2 describe las principales características para cada asociación con una descripción de los elementos diagnósticos que las ligan genéticamente a un subambiente.

Tabla 3.2: Tabla de las principales asociaciones de facies presentes en la Formación Pisco.

Asociación de facies	Litología	Componentes no bioclásticos	Componentes bioclásticos	Estructuras sedimentarias o trazas fósiles (icnogéneros)	Nivel de energía	Subambiente
F1	Conglomerado fosfático	Nódulos fosfáticos en alta concentración, fragmentos redondeados a elongados de arcillolita carbonática, fragmentos volcánicos y silíceos.	Bivalvos, gasterópodos, rodolitos, balánidos, ostras, dientes de elasmobranquios, restos de cetáceos marinos y fragmentos de troncos fósiles.	Clastos imbricados ----- <i>Gastrochaenolites</i> , <i>Spongiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Caulostrepsis</i> , <i>Maeandropolydora</i> , <i>Trypanites</i> y <i>Entobia</i> .	Alto	Zona de playa (<i>Backshore</i>)
F2	Potentes capas de areniscas masivas finas con intercalación de areniscas bioclásticas de base erosiva y areniscas carbonáticas.	Horizontes concrecionales y con bioturbación, fragmentos volcánicos (boulders), nódulos de manganeso y niveles tufáceos.	Bivalvos, gasterópodos, balánidos, rodolitos, corales, equinoideos, pinzas de crustáceos, troncos fósiles, huesos de cetáceos marinos, fragmentos y escamas de peces, y dientes de elasmobranquios.	<i>Ripples</i> asimétricos y estratificación cruzada. ----- <i>Thalassinoides</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Gyrolithes</i> , <i>Teichichmus</i> , <i>Teredolites</i>	Bajo	Frente de playa (<i>shoreface</i>) en una bahía protegida.
F3	Intercalación de areniscas finas con limolitas pardas-grisáceas.	Nódulos de manganeso, Concreciones dolomíticas	Bivalvos, escamas de peces y huesos de cetáceos.	HCS, SCS, rellenos de canal <i>scour and fill</i> ----- <i>Skolithos</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Gyrolithes</i> y bioturbación indef.	Medio-alto	Transición costa exterior (<i>offshore-transition</i>)
F4	Limolitas/ Limolitas diatomáceas	Niveles de ceniza volcánica, nódulos dolomíticos	Huesos de cetáceos	Aspecto masivo, ondulitas, laminación convoluta.	Bajo	Costa exterior (<i>offshore</i>)

3.2.1.1. Asociación de facies F1: Conglomerado transgresivo

Esta facies se encuentra en la parte basal de cada alomembro (P0 y P1, ver figura 3.6), con un espesor de 8 a 30 cm. Se caracteriza por una base erosiva-irregular, presencia de nódulos fosfáticos en alta concentración, clastos carbonáticos redondeados a subredondeados de arcillolita carbonática o calcarenita, granos y cantos volcánicos y silíceos, todo en una matriz de arenisca fina feldespática. Existe una gran cantidad de invertebrados marinos y restos de madera, así como bioturbación y bioerosión que afectan al techo de la Formación Chilcatay y el techo de P0.

Esta facies representa un importante evento transgresivo en la zona de playa (*backshore*) posterior a un período de no sedimentación y erosión, evidenciado claramente por la base altamente erosiva e irregular presente en todos los afloramientos del área de estudio. Esta interrupción sedimentaria fue aprovechada por organismos que colonizaron los sedimentos. La presencia de intraclastos de arcillolita carbonática se explica por la erosión de fragmentos de capas subyacentes ya consolidadas y bien cementadas, posteriormente redondeados y elongados por el oleaje.

Los clastos fosfáticos fueron originados en momentos de baja sedimentación y rápida acumulación de material orgánico en los fondos oceánicos. Estos llegaron a zonas marinas costeras por medio del proceso de surgencia (*upwelling*), que trae aguas frías ricas en nutrientes desde los fondos marinos a zona cálidas superficiales (Allen *et al.*, 1987; Garrison & Kastner, 1990) y favorecidos por el inicio de la transgresión marina, rellenando estructuras de bioerosión y bioturbación dejadas por los organismos en el sedimento costero.

En cuanto a la presencia de los fragmentos ígneos o silíceos (bloques), DeVries & Jud (2018) considera que los distintos bloques encontrados pudieron formarse por (1) procesos de flujos de detritos continentales, (2) tsunamis o (3) la acción combinada de un flujo de detritos modificado por un tsunami. La fuente de origen más próxima para estos fragmentos corresponde tanto a rocas paleozoicas pertenecientes al Batolito San Nicolás como a rocas mesozoicas de la Formación Guaneros (ver Capítulo 2).

3.2.1.2. Asociación de facies F2: Areniscas masivas intercaladas con areniscas carbonáticas y bioclásticas

Estas facies se observan en la parte media de las alomembros, caracterizadas por potentes capas de areniscas masivas con intercalaciones de areniscas bioclásticas y areniscas carbonáticas.

Las areniscas finas tienen una composición feldespática, de aspecto masivo con algunos niveles de ondulitas asimétricas y estratificación cruzada. Se observan además niveles tobáceos en la parte basal, niveles concrecionales y horizontes con bioturbación abundante (IB 4).

Los fósiles presentes son bivalvos, pinzas de crustáceos, troncos fósiles, huesos de cetáceos, huesos y escamas de peces, y dientes de elasmobranquios. En cuanto al contenido icnológico se observan *Thalassinoides* isp., *Gyrolithes* isp., *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp., *Teichichnus* isp. y *Teredolites* isp. en niveles concrecionales. Destacan niveles bien definidos de areniscas bioclásticas con base erosiva y una alta concentración de contenido fósil.

Estas facies representan al subambiente de frente de playa (*shoreface*) en una bahía protegida, evidencia de ello son los potentes paquetes de areniscas masivas con un bajo IB general y baja concentración de estructuras como ondulitas asimétricas y estratificación cruzada. Sumado a ello, la excelente conservación de bivalvos articulados con sus valvas cerradas, así como la presencia de mamíferos marinos enteros y articulados, dan cuenta de un ambiente de aguas tranquilas. Los distintos niveles de arenisca carbonática poseen características petrográficas similares a las areniscas masivas, pero se vieron influenciados por episodios de aumento en la concentración de carbonato de calcio que permitió la formación de cemento calcáreo (Nichols, 2009).

Las areniscas bioclásticas en cambio, indican eventos altamente energéticos influenciados por la erosión, el retrabajo y transporte asociados a eventos de tempestitas o tsunamitas (Harzhauser *et al.*, 2015). Estas características se evidencian por la existencia de bases erosivas y de restos bioclásticos de invertebrados no articulados y fragmentados que se disponen de manera caótica, además de fósiles de vertebrados marinos con un alto grado de abrasión en algunos sectores.

Por su parte, la presencia de niveles tobáceos sugiere actividad volcánica esporádica expulsando ceniza que se depositó en la cuenca. La sedimentación ocurrió en momentos de baja energía, evidenciado por la alta concentración de minerales de biotita no fracturados ni afectados por la acción del oleaje.

Los restos fósiles están completos y en un buen estado de preservación, como es el caso de bivalvos con sus valvas cerradas y articuladas, gasterópodos, troncos fósiles y huesos de cetáceos. En cuanto al contenido icnológico, la presencia de *Thalassinoides* isp. en asociación con *Gyrolithes* isp. sugiere un ambiente de sedimentación marina de aguas someras en una bahía protegida (Muñiz *et al.*, 2011). En contraposición, la presencia de *Ophiomorpha nodosa* (ver Figura 3.20D) y *Skolithos* isp. sugiere un subambiente con condiciones de estrés reflejando una alta energía del

medio (Buatois & Mángano, 2011). Sin embargo, este tipo de icnofósiles puede encontrarse también en ambientes marinos marginales como bahías marginales arenosas (MacEachern *et al.*, 2007). *Teichichnus* isp. en cambio, caracteriza ambientes marinos marginales, pero en zonas de *shoreface* suele estar presente con otros icnotaxones y en baja concentración (Knaust, 2018).

En conclusión, las características sedimentológicas e icnológicas indican un ambiente de frente de playa (*shoreface*) en una bahía protegida, con una baja energía que permitió la sedimentación de potentes capas de arenisca fina masiva con la presencia de restos fósiles bien preservados, asociada a la actividad volcánica esporádica e influenciada por eventos periódicos de alta energía que permiten el retrabajo, transporte y acumulación de restos orgánicos.

3.2.1.3. Asociación de facies F3: Limolitas pardas-grisáceas con niveles de areniscas masivas y areniscas carbonáticas

Esta asociación de facies se caracteriza por la presencia de capas de limolitas pardas-grisáceas intercaladas con niveles de areniscas finas masivas y areniscas carbonáticas que disminuyen de espesor hacia techo. Estas facies contienen estratificación cruzada hummocky (HCS) y swaley (SCS) de baja amplitud, además de estructuras de relleno de canal *-scour-and-fill* y *cut-and-fill*. En cuanto al contenido fósil destacan bivalvos, escamas de peces, y la presencia de huesos de cetáceos. Las trazas fósiles observadas corresponden a *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp. y *Gyrolithes* isp., estos últimos presentes en las capas arenosas.

Esta facies representa la zona de transición costa exterior (*offshore-transition*) entre el nivel de base de oleaje normal y el nivel de base de tormentas. Las intercalaciones de materiales arenosos con limos, la presencia esporádica de estructuras sedimentarias de alta energía y los restos fósiles en excelente grado de preservación son evidencias de este subambiente. De acuerdo con Nichols (2009), esta zona está influenciada por tormentas lo que permite la formación de estructuras HCS y SCS, las que se formaron por la acción combinada del oleaje y las corrientes.

3.2.1.4. Asociación de facies F4: Limolitas grisáceas-pardas y limolitas diatomáceas con niveles de ceniza volcánica y nódulos dolomíticos

Esta asociación consiste en potentes capas de limolitas grisáceas y pardas con niveles de ceniza volcánica. Esta asociación no se encuentra presente en todos los afloramientos, donde mejor se

expone es en el sector de Amara, el cual se considera como el depocentro del área de estudio. Las limolitas pertenecientes al alomiembro P1 poseen un aumento en el contenido diatomáceo, caracterizadas como rocas deleznable de un color mucho más blanco. Destaca además, la presencia de restos fósiles de cetáceos perfectamente conservados y articulados, algunos niveles nodulares dolomíticos y capas de ceniza volcánica. Las limolitas poseen un aspecto masivo, aunque se suele observar estructuras erosivas, laminación convoluta y ondulitas.

Esta asociación representa un ambiente de baja energía –*offshore* o costa exterior– bajo el nivel de tormentas donde principalmente la sedimentación es por decantación de materiales finos como limos y microorganismos tales como diatomeas o foraminíferos, en donde no existe un efecto del oleaje. La presencia de niveles centimétricos de ceniza volcánica evidencia la actividad volcánica activa esporádica al momento de la sedimentación de estas facies.

Brand *et al.* (2004) y Esperante *et al.* (2008), proponen que una alta tasa de sedimentación, y un rápido enterramiento combinado con una rápida mineralización permite explicar la alta conservación y preservación de fósiles de mamíferos marinos en estos sedimentos.

3.2.2. Ambiente de sedimentación

De acuerdo con las principales litofacies definidas y las asociaciones de facies descritas, la sedimentación de la Formación Chilcatay y Pisco habría ocurrido en un ambiente marino siliciclástico de plataforma, entre la zona del frente de playa (*shoreface*) y la plataforma (*offshore*). La sedimentación de la Formación Chilcatay fue interrumpida por un importante descenso del nivel del mar. De acuerdo con Di Celma *et al.* (2018), esta disminución es parte de los intermitentes períodos de exposición subaérea que tuvieron lugar en la cuenca de Pisco, los que estarían ligados más a oscilaciones eustáticas que a subsidencia tectónica. Este proceso permitió el desarrollo de una superficie de discontinuidad –PE0.0– entre ambas formaciones.

El reinicio de la transgresión permite la sedimentación de la Formación Pisco, la cual ocurre en dos pulsos transgresivos en el área de estudio: P0 y P1. Esta formación estuvo asociada a procesos de surgencia (*upwelling*), intermitentes pulsos energéticos (erosión, retrabajo y tormentas), aumento en la concentración de material calcáreo y esporádica actividad volcánica. Por otro lado, la presencia de fósiles con un excelente grado de preservación en las distintas facies descritas sumada a grandes paquetes de limolitas diatomáceas sugiere tasas de sedimentación más elevadas que las actuales.

Otro factor que influyó en la sedimentación fue la configuración paleogeográfica imperante en ese momento en la cuenca. Algunos autores (Muizon & Devries, 1985; Marocco & Muizon, 1988; Brand *et al.*, 2004) sugieren que (Muizon & Devries, 1985; Marocco & Muizon, 1988; Brand *et al.*, 2004) que la sedimentación ocurrió en un ambiente de aguas poco profunda, en una bahía protegida semicerrada por el oeste por una cadena de material volcánico de edad Precámbrico que formaba parte de la Dorsal de Plataforma Externa (OHS).

4. ICNOLOGÍA DEL LÍMITE PE0.0

4.1. GENERALIDADES

En el estudio de las rocas sedimentarias la icnología ocupa un lugar de gran relevancia, puesto que las trazas fósiles constituyen el registro geológico del comportamiento de los organismos (Ekdale & De Gibert, 2010). Los icnofósiles son excelentes indicadores del ambiente deposicional. Mientras que un resto fósil corporal puede sufrir transporte, el icnofósil fosiliza en el mismo sitio donde ha sido producido, es decir, la información que proporciona acerca del ambiente es directa (Buatois & Mángano, 2011).

En el límite entre las formaciones Chilcatay y Pisco (PE0.0) se identificaron siete icnogéneros: *Gastrochaenolithes*, *Trypanites*, *Caulostrepsis*, *Maeandropolydora*, *Entobia*, *Thalassinoides* y *Spongeliomorpha*. Para simplificar su clasificación, los icnogéneros son agrupados en estructuras de bioerosión y bioturbación.

4.2. ICNOLOGÍA SISTEMÁTICA

4.2.1. Estructuras de Bioerosión

4.2.1.1. Icnogénero *Gastrochaenolites* LEYMERIE, 1842

DIAGNOSIS: Perforaciones caracterizadas por tener una forma claviforme, de maza o de porra, es decir, estructuras formadas por una estrecha apertura que se va ensanchando gradualmente (cuello) hasta llegar a la cámara principal, en donde se encuentra habitualmente el diámetro mayor concluyendo con el ápice o base de forma redondeada o parabólica (Figura 4.1).

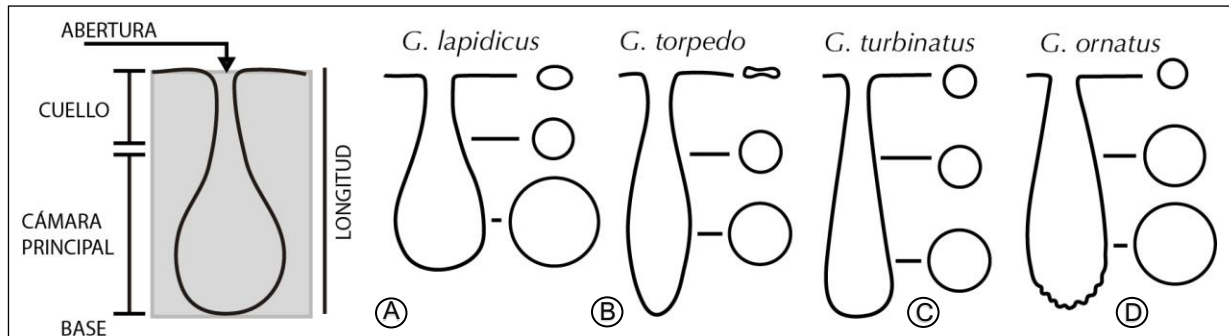


Figura 4.1: Terminología para las perforaciones de *Gastrochaenolites* isp. y las icnoespecies encontradas en el área de estudio (modificado de Kelly & Bromley, 1984).

Gastrochaenolites lapidicus KELLY & BROMLEY, 1984

(Figuras 4.1A; Fotografías 4.1; 4.2; 4.3A, 4.3C)

DIAGNOSIS: Perforaciones claviformes de paredes lisas, de formas ovaladas y alargadas. La sección transversal es circular a lo largo de toda su longitud, incluyendo la zona del cuello, excepto un área intermedia de la apertura que también puede ser ovalada. La base de la cámara tiene en sección longitudinal una forma parabólica muy abierta y el diámetro máximo se alcanza en el centro de la cámara principal (Kelly & Bromley, 1984). En general poseen un eje orientado perpendicular a la superficie, aunque estudios recientes muestran ejes curvos y levemente inclinados con respecto a la superficie (Hirakoso, 2018).

DESCRIPCIÓN: Perforaciones en forma de gota o lágrima alargada, caracterizadas por una cámara ovalada en sección longitudinal, y en sección transversal posee forma circular, terminando en la base con una forma parabólica abierta.

En el área de estudio esta icnoespecie abunda sobre los demás icnotaxones y está presente en todos los afloramientos estudiados, perforando clastos carbonáticos y clastos ígneos o silíceos, en donde generalmente aparecen truncadas en la apertura y parte del cuello. En algunos afloramientos es posible observarlo perforando el techo de la Formación Chilcatay, donde suele encontrarse entero o parcialmente preservado.

Las perforaciones se caracterizan por un diámetro de apertura de 0,3 a 0,8 mm, un largo de 21 a 40 mm y un diámetro máximo en la cámara principal de 20 mm. Su abundancia es variable alcanzando en algunos sectores una densidad de 40-50 especímenes por m². Su eje principal se presenta de manera vertical a subvertical llegando a un ángulo de 40° en algunos casos, con una

pared lisa y contacto neto, sin ornamentación ni revestimiento y generalmente sin solapamiento o corte, con excepción de los que se hallan en clastos carbonáticos. Se encuentran en relieve completo, epirelieve e hiporelieve. El relleno es de tipo pasivo por conglomerados fosfáticos y restos fósiles, calcita masiva o cristalina, o la combinación de ambas (conglomerados fosfáticos y calcita), y algunas completamente rellenas por sílice amorfo. No se ha hallado el organismo producto en ninguno de los afloramientos estudiados.

***Gastrochaenolites torpedo* KELLY & BROMLEY, 1984**

(Figuras 4.1B; Fotografía 4.3B-C; 4.4A)

DIAGNOSIS: Perforaciones claviformes alargadas de pared lisa. El punto más ancho se encuentra en la parte media y la base es agudamente parabólica. La región del cuello se encuentra marcadamente comprimida y la apertura puede ser ovalada o tener forma de “8” (Kelly & Bromley, 1984).

DESCRIPCIÓN: Perforaciones caracterizadas por una forma alargada y una base que describe una parábola aguda, de pared lisa y sin ornamentación. Se encuentran en baja densidad y se observan principalmente en clastos carbonáticos. Suelen encontrarse truncadas, preservando solo la cámara y la parte baja del cuello, con un diámetro entre 10 y 18 mm y un largo de 25 a 35 mm, generalmente en relieve completo, epirelieve e hiporelieve orientadas perpendicularmente a la superficie. Al igual que la icnoespecie anterior, pueden estar rellenas por facies de conglomerado fosfático y también por calcita masiva o macrocristales.

***Gastrochaenolites turbinatus* KELLY & BROMLEY, 1984**

(Figuras 4.1C; Fotografía 4.3C; 4.4B)

DIAGNOSIS: Perforaciones lisas, de forma cónica aguda, en donde a veces resulta complejo diferenciar el cuello de la cámara principal. El sector de mayor espesor está en la parte final de la cámara principal, en donde se distingue una base redonda en sección longitudinal y una forma esférica en sección transversal. (Kelly & Bromley, 1984).

DESCRIPCIÓN: Estas perforaciones se distinguen por su forma alargada, recta a levemente curvada, con un perfil circular en sección transversal en toda su longitud, terminando con una base circular. Además, tienen un espesor homogéneo en casi toda su extensión. En algunos casos, el límite entre el cuello y la cámara no se distingue.

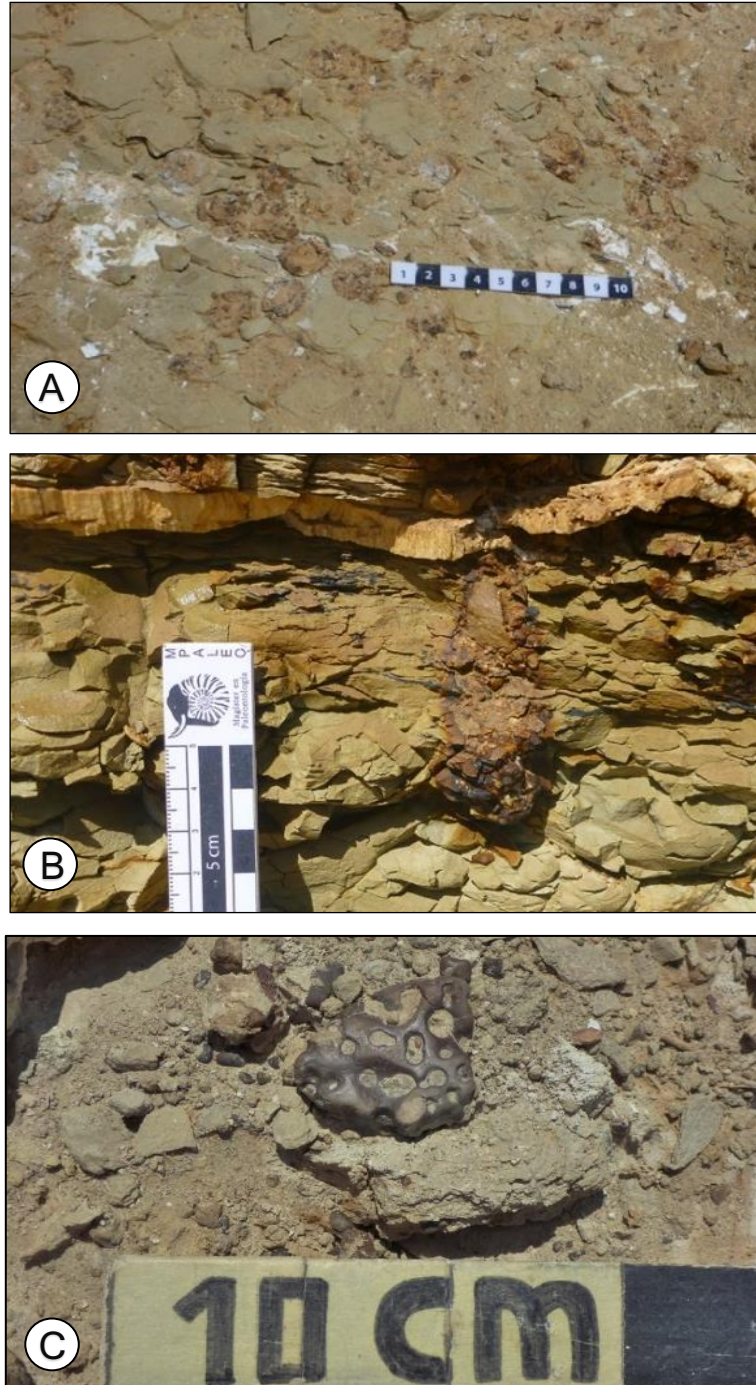
G. turbinatus perfora el techo de la Formación Chilcatay hasta unos 15 cm de profundidad, con tamaños que van entre 70 a 140 mm de largo y 10 a 25 mm de ancho. Se encuentran en relieve completo con una disposición vertical a levemente inclinada. También, se observan en clastos carbonáticos de la unidad basal, con tamaños inferiores que alcanzan un largo de 5 a 25 mm de diámetro. En este caso, los clastos son perforados en toda su superficie de manera perpendicular, con perforaciones que se cortan entre ellas.

***Gastrochaenolites ornatus* KELLY & BROMLEY, 1984**

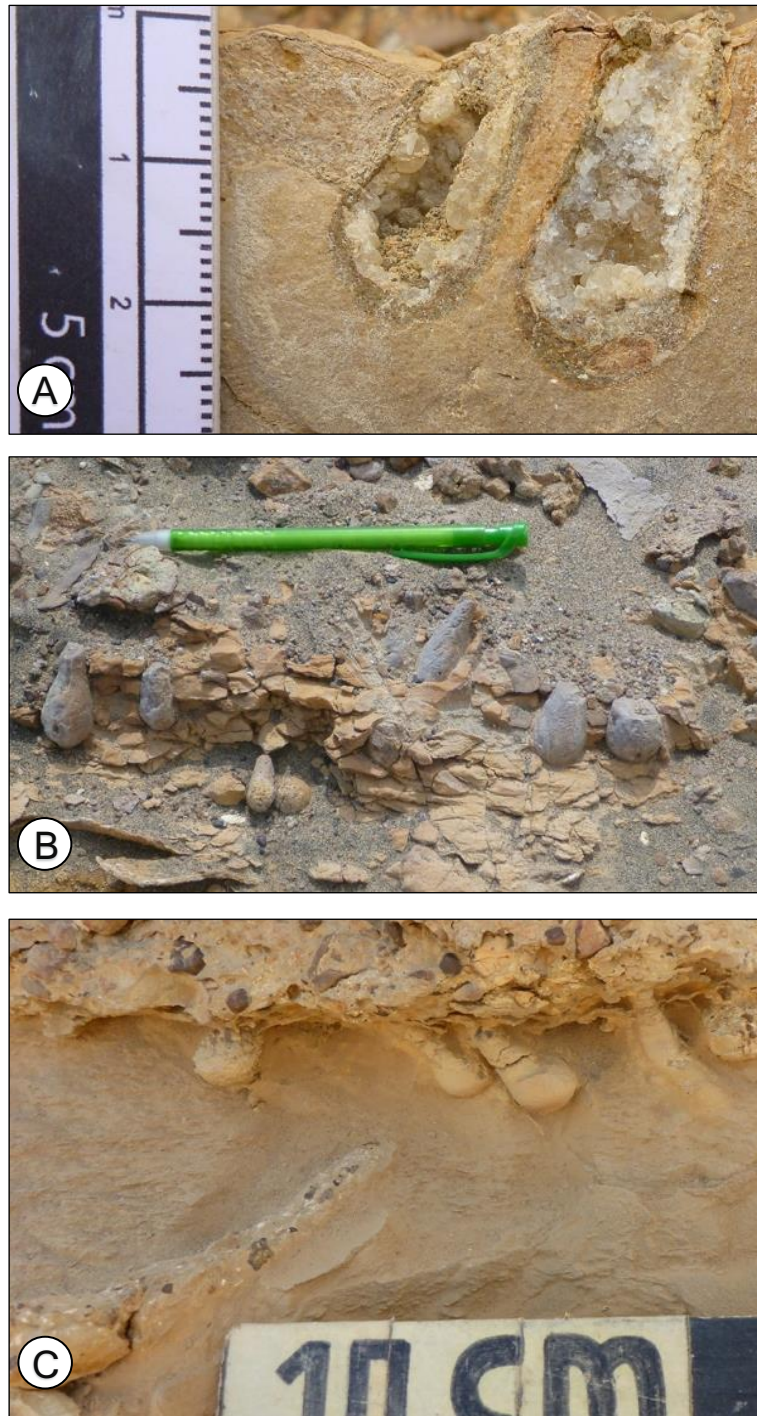
(Figuras 4.1D; Fotografía 4.4C)

DIAGNOSIS: Perforaciones circulares en toda su sección, distinguibles por presentar bioglifos con formas circulares o espirales, y en algunas ocasiones surcos aserrados. (Kelly & Bromley, 1984).

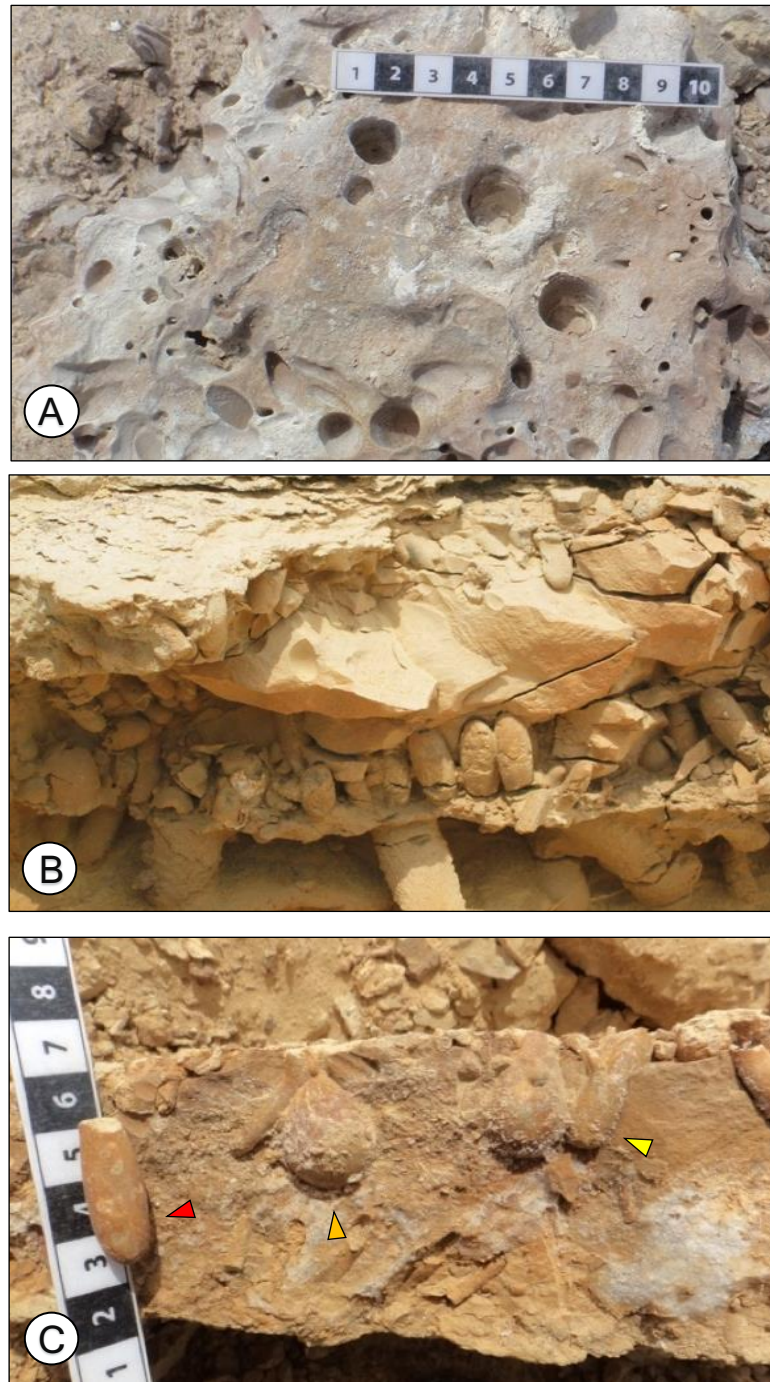
DESCRIPCIÓN: Perforaciones en forma de lágrima, cuya sección transversal es circular en toda su extensión, caracterizados por la presencia de ornamentación visible en la base, en forma de surcos sin una orientación definida observable. No se encuentran en contacto ni cortando a otros icnotaxones, se observa en relieve completo, cuyas dimensiones promedio son 40 mm de largo, 14 mm de diámetro en la cámara principal y 11 mm de diámetro en la zona del cuello. Este icnotaxón se encuentra en baja abundancia, encontrándose solo en algunos afloramientos perforando el techo de la Formación Chilcatay.



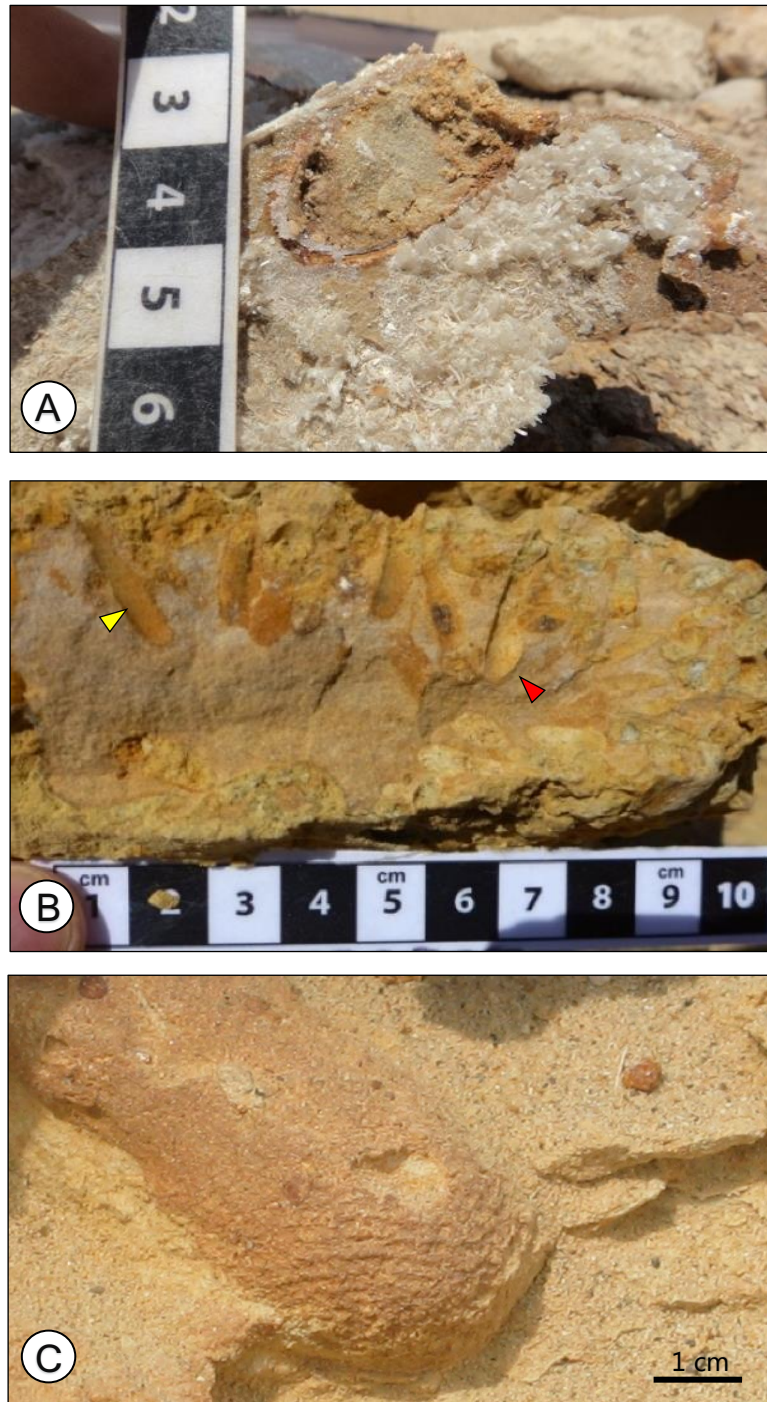
Fotografía 4.1 Ejemplares del icnogénero *Gastrochaenolites*. A. Sección en planta de *G. lapidicus* en alta concentración afectando limolitas grisáceas del techo de la Formación Chilcatay (PE0.0), cerro Amara. B. Vista en perfil de figura anterior. Escala en cm. C. *G. lapidicus* perforando clastos fosfáticos, cerro Submarino.



Fotografía 4.2: Continuation of the specimens of the ichnogenus *Gastrochaenolites 1* in the top of the **Formación Chilcatay** A. *G. lapidicus* filled with calcite and perforating carbonaceous argillolite, cerro Tres Pirámides (scale in cm). B. *G. lapidicus* silicified in fine sand, cerro Buque (the pencil is used as the scale, 15 cm). C. *G. lapidicus* vertical and oblique, cerro Buque.



Fotografía 4.3: Continuación ejemplo del icnogénero *Gastrochaenolites* 2. A. Clasto carbonático con perforaciones de *G. lapidicus* principalmente, cerro Buque. B. Presencia de *G. torpedo* en alta concentración en intraclasto de arcillolita carbonática. cerro Zanjonés. C. Intraclasto carbonático con *G. torpedo* (flecha roja), *G. turbinatus* (flecha amarilla) y *G. lapidicus* (flecha naranja), cerro Amara. A y C escala en cm.



Fotografía 4.4: Continuación ejemplares del icnogénero *Gastrochaenolites* 3. A. Perfil de *G. torpedo* en intraclasto, cerro Buque (escala en cm). B. *G. turbinatus* (flecha roja) y *Trypanites* isp. (flecha amarilla) en intraclasto, cerro Tres Pirámides. C. Detalle de *G. ornatus* mostrando la ornamentación en la base de la cámara, cerro Zanjones. A y B escala en cm.

4.2.1.2. Icnogénero *Trypanites* MÄGDEFRAU, 1932

DIAGNOSIS: Perforaciones elongadas, lisas y cilíndricas, la mayoría de las cuales son lisas o levemente curvadas en un ángulo de 120° a 160°, curvatura que comienza generalmente cerca de la apertura (Figura 4.2). Las perforaciones se expanden gradualmente hacia abajo y la parte final corresponde a una terminación hemiesférica a hemielipsoidal (Pemberton *et al.*, 1980).

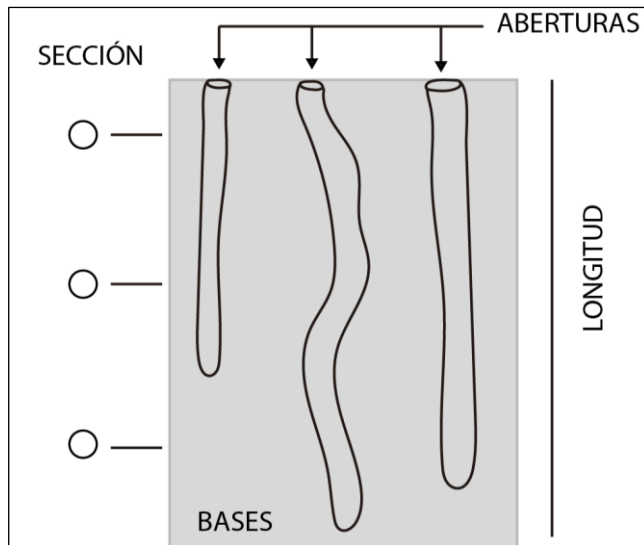


Figura 4.2: Terminología y esquema morfológico general para el icnogénero *Trypanites*.

Trypanites isp.

(Fotografía 4.5; 4.6)

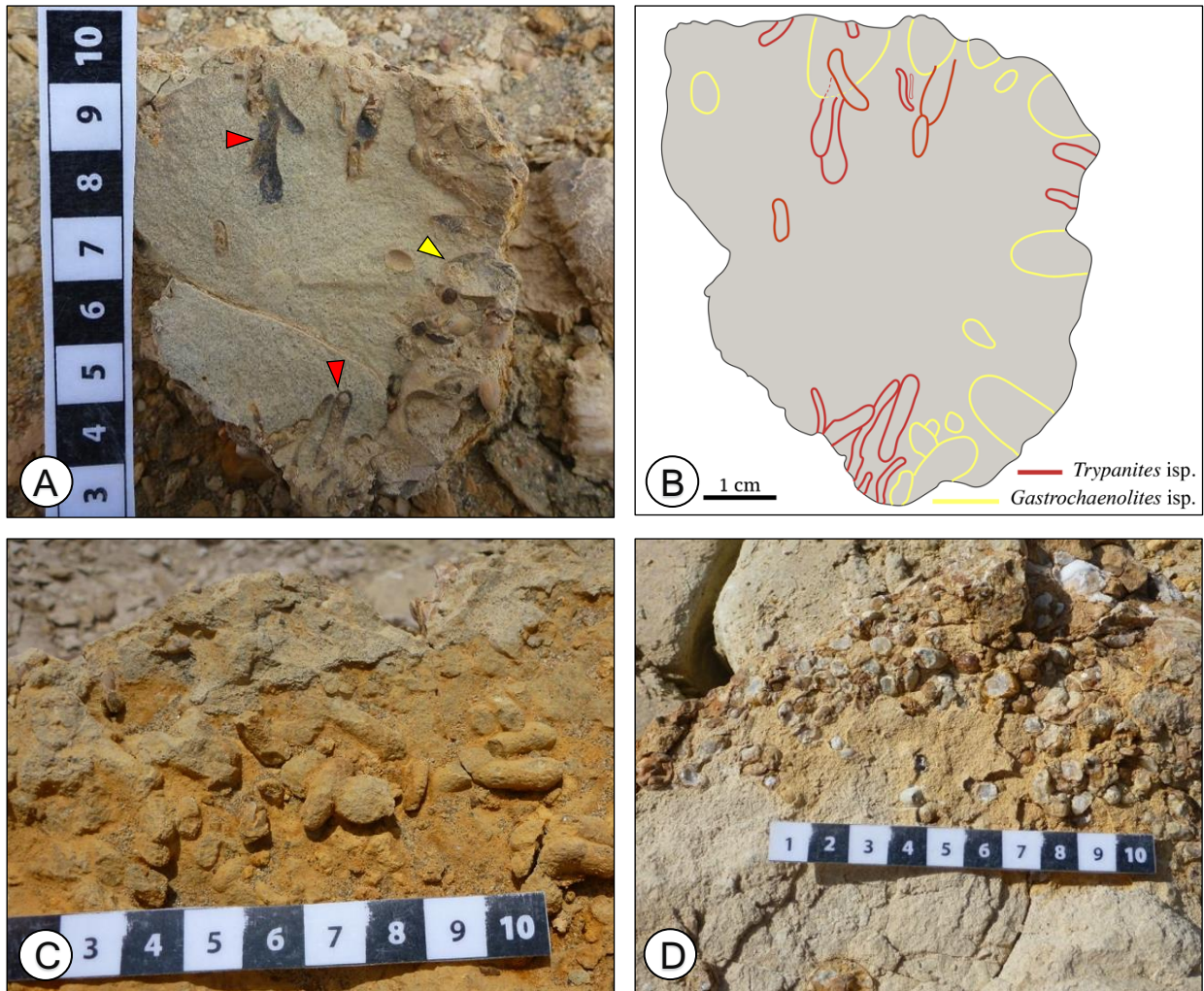
DESCRIPCIÓN: Se caracterizan por ser perforaciones alargadas simples, levemente curvadas, sin ramificaciones, de pared lisa y contacto neto, con una orientación subvertical a inclinada cuya base termina en forma subsférica.

Están presentes en todos los afloramientos en el área de estudio, perforando a intraclastos carbonáticos principalmente. Suelen estar completas y también parcialmente truncadas.

Las perforaciones poseen un diámetro que varía entre 3 y 5 mm con un largo que va desde los 30 a 45 mm. Este icnogénero se encuentra presente en alta concentración, en algunos casos presenta relaciones de contacto y de corte. Se observa en epirrelieve con relleno pasivo por arenisca fosfática y en algunos casos relleno por cristales de calcita.



Fotografía 4.5: Ejemplares del icnogénero *Trypanites* en intraclastos carbonáticos. A. Molde de *Trypanites* isp. en intraclasto en sección transversal y longitudinal, cerro Zanjones (escala en cm). B. Detalle de *Trypanites* isp. con relleno de arenisca fina (flecha roja) en intraclasto, cerro Buque.



Fotografía 4.6: Continuación de los ejemplares del icnogénero *Trypanites* en intraclastos carbonáticos. A. Perforaciones de *Trypanites* isp. (flecha roja) y *G. lapidicus* (flecha amarilla) solapadas en intraclasto, Sector Tres Pirámides (escala en cm). B. Esquema de relaciones de contacto de figura A. C. *Trypanites* isp. en intraclasto carbonático, cerro Buque (escala en cm). D. Relleno de calcita cristalina en *Trypanites* isp., cerro Zanjones (escala en cm).

4.2.1.3. Icnogénero *Caulostrepsis* CLARKE, 1908

DIAGNOSIS: Perforaciones en forma de “U” en donde los extremos están separados por una franja central que se ensancha hacia el vértice (Figura 4.3). Los bordes son visibles a través de su longitud y están conectados por un tabique o pueden estar fusionados (sin tabique) produciendo una estructura oval o aplanada en forma de bolsa (Bromley, 2004). La sección transversal puede ser subcircular, oval achatada, elíptica o en forma de “8” (Bromley & D’Alessandro, 1983).

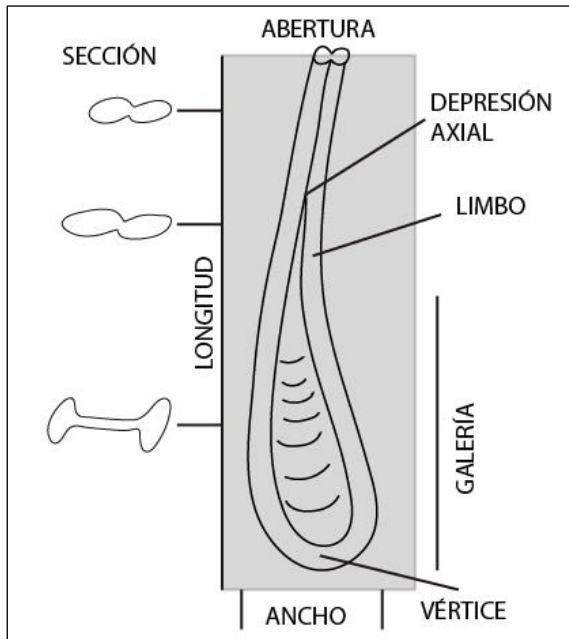


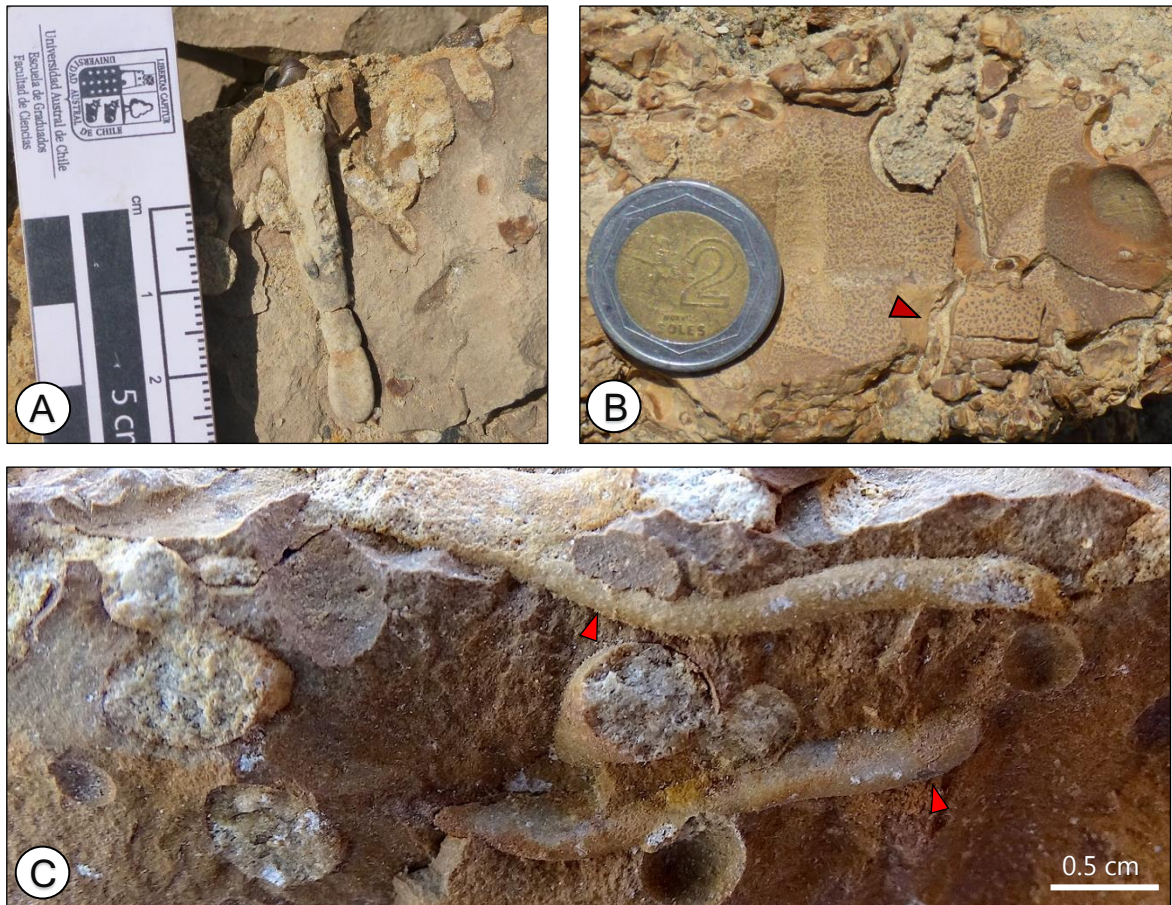
Figura 4.3: Terminología morfológica general para el icnogénero *Caulostrepsis* (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1983).

***Caulostrepsis cretacea* VOIGT, 1971**

(Fotografía 4.7)

DIAGNOSIS: Galerías curvadas y estrechas a lo largo, con forma de “U” cuyas paredes se fusionan por su cara interna cerca de la abertura. La pared en la parte media se caracteriza por una depresión axial poco profunda a lo largo de la estructura. En sección transversal siempre es aplanada, elíptica con una disminución gradual del ancho hacia la apertura. La forma de la apertura es aplanada-ovalada (Voigt, 1971).

DESCRIPCIÓN: Galerías planas y alargadas en forma de “U” que se componen de dos extremos con una separación central de menor espesor, en la mayoría de los casos estos extremos no se logran diferenciar, sino que se observan como una única galería. Se encuentran en intraclastos carbonáticos, en donde se pueden observar truncadas y cortando a otros icnotaxones. Las perforaciones se caracterizan por una sección transversal de forma ovalada levemente achatada, con dimensiones que van de 3 a 5 mm de ancho, y un largo de 30 a 35 mm. Poseen una orientación subvertical y horizontal con respecto a la superficie, presentan paredes lisas sin ornamentación ni revestimiento, y se encuentran en epirrelieve. Suelen estar rellenas por material cálcico que permite distinguir claramente su morfología.



Fotografía 4.7: Ejemplares del icnogénero *Caulostrepsis*. A. *Caulostrepsis cretacea* con relleno de calcita, cerro Tinajones. B. Detalle de *Caulostrepsis cretacea* con forma de “U”, cerro Buque (escala en cm). C. Detalle de *Caulostrepsis cretacea* subhorizontales (flecha roja) en intraclasto carbonático, cerro Amara.

4.2.1.4. Icnogénero *Maeandropolydora* VOIGT, 1965

DIAGNOSIS: Sistema de galerías cilíndricas, generalmente de orientación paralela, con al menos dos aberturas que discurren irregularmente sobre la superficie del sustrato curvándose en una serie de arcos pequeños, comúnmente dobladas en bucles (Figura 4.4). Aunque las paredes de una misma galería estén en contacto debido a su recorrido, nunca se fusionan (Bromley & D’Alessandro, 1983).

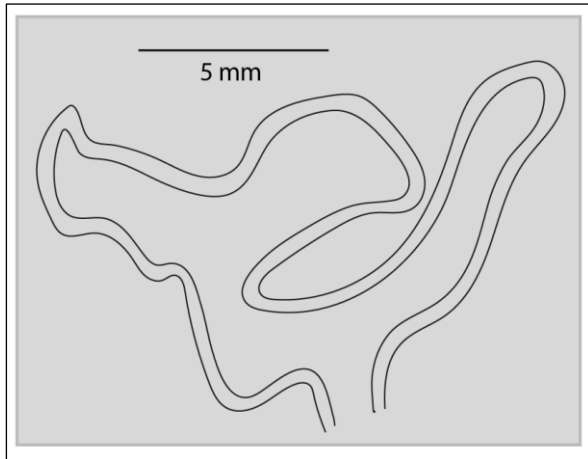


Figura 4.4: Esquema morfológico general del icnogénero *Maeandropolydora* (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1983).

***Maeandropolydora* isp.**

(Fotografía 4.8)

DESCRIPCIÓN: Estructuras superficiales con formas sinuosas a levemente curvadas que en sección transversal son cilíndricas, conformadas por dos surcos paralelos separados por un tabique, aunque a veces se ven como una sola galería. En el área de estudio, se observan en intraclastos carbonáticos y en clastos fosfáticos que poseen un diámetro mayor a un centímetro, con dimensiones que van de 15 a 30 mm de largo y 3 mm de ancho. Estas galerías suelen cruzarse o estar en contacto por los bordes con otras perforaciones de este u otro icnotaxón. Se encuentran en relieve completo en muchos casos sin presencia del relleno, con paredes sin ornamentación y de contacto neto, y rellenadas por arenisca fina.



Fotografía 4.8: Ejemplares del icnogénero *Maeandropolydora*. A. Perforaciones sinuosas superficiales atribuidas a *Maeandropolydora* isp., cerro Submarino. B. Galerías sinuosas de *Maeandropolydora* isp. (línea blanca discontinua) presente en la superficie de un clasto fosfático, cerro Tinajones.

4.2.1.5. Icnogénero *Entobia* BRONN, 1938

DIAGNOSIS: Perforaciones en sustratos carbonáticos, compuestas por una única cámara simple o una red de galerías conectadas a la superficie por numerosas aberturas (Bromley & D'Alessandro, 1984) (Figura 4.5).

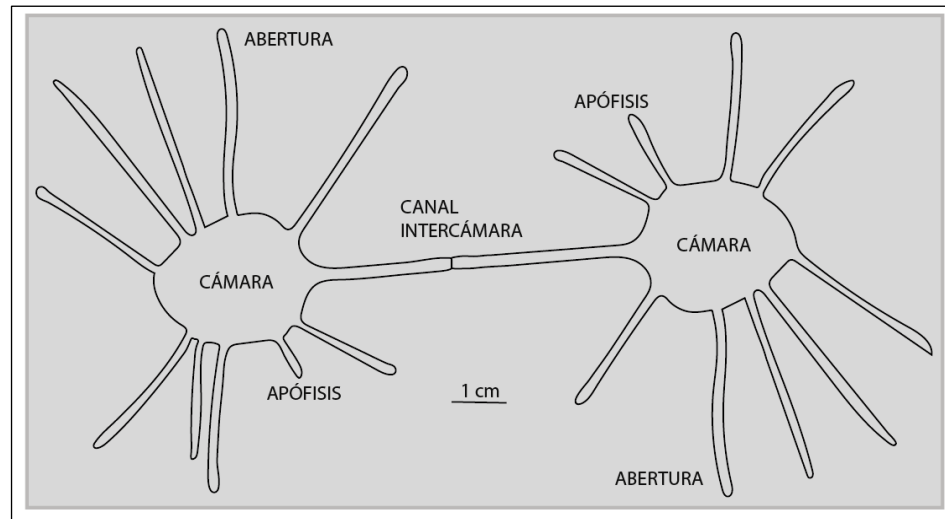
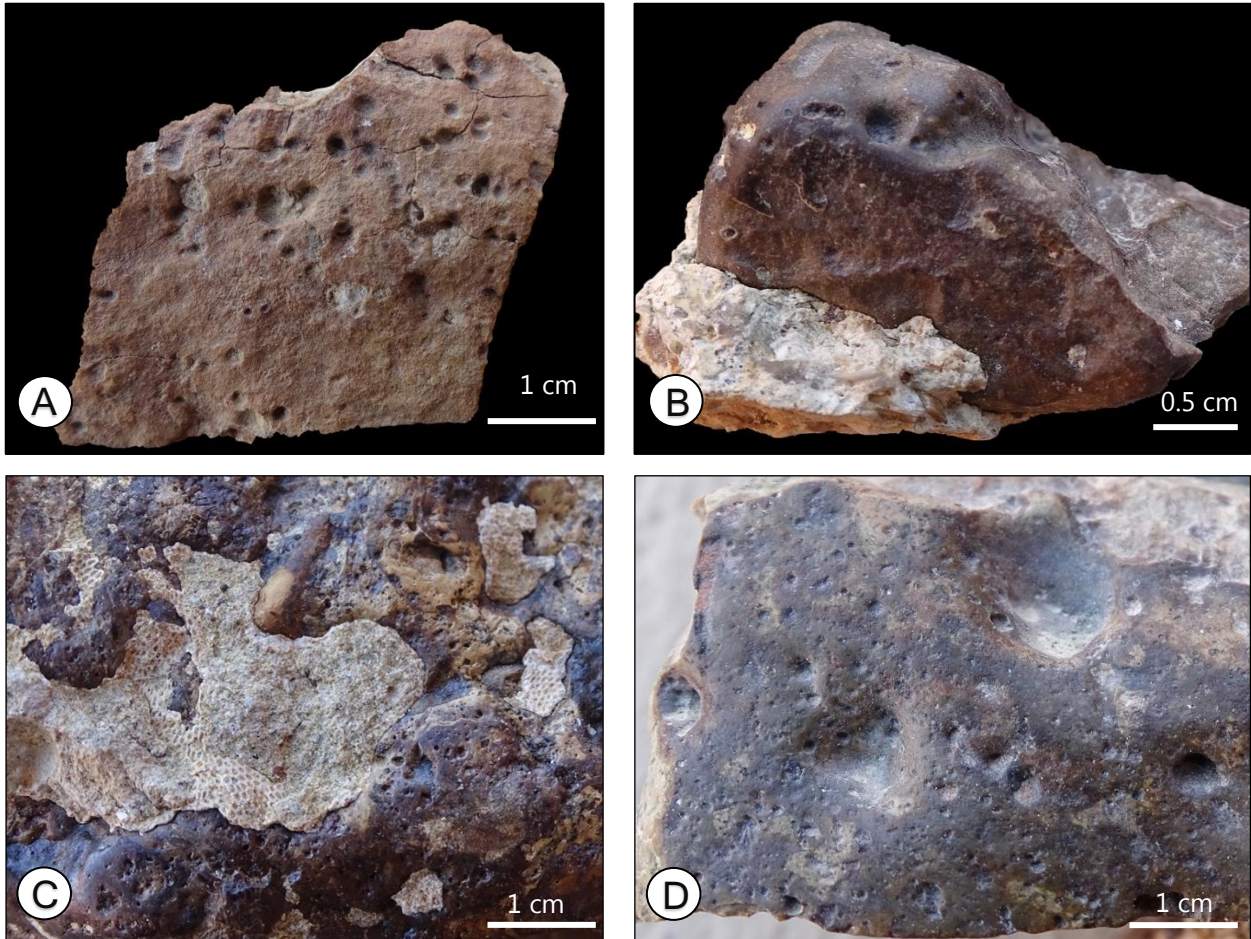


Figura 4.5: Terminología y esquema morfológico general del icnogénero *Entobia* (modificado de Bromley & D'Alessandro, 1984).

***Entobia* isp.**

(Fotografía 4.9)

DESCRIPCIÓN: Perforaciones superficiales circulares a subcirculares con diámetros que no superan los 2 mm y con una profundidad máxima de 3 mm, que suelen estar agrupadas en pares. En el sector de estudio, abundan en intraclastos carbonáticos, clastos silíceos, volcánicos y fofstáticos. Estas perforaciones afectan toda la superficie de los clastos y rara vez poseen relaciones de contacto entre el mismo icnotaxón, pero si pueden afectar a otros icnotaxones previos como los icnogéneros *Maeandropolydora* y *Gastrochaenolites* que han podido ser observados en campo. Se encuentran en epirelieve e hiporelieve y poseen un relleno pasivo de areniscas fina fosfática.



Fotografía 4.9: Ejemplares del icnogénero *Entobia*. A. *Entobia* isp. en arcillolita carbonática, cerro Submarino. B. Clasto fosfático siendo perforado por *Entobia* isp. en baja concentración, cerro Tinajones. C. *Entobia* isp. en alta concentración (IB-3) en nódulo fosfático, cerro Amara. D. Detalle de *Entobia* isp. perforando una roca silíceea, cerro Amara.

4.2.2. Estructuras de Bioturbación

4.2.2.1. Icnogénero *Thalassinoides* EHRENBERG, 1944

DIAGNOSIS: Galerías cilíndricas ramificadas, formando una red horizontal a tridimensional. Las madrigueras se bifurcan generalmente en forma de “Y” o “T”. Con una superficie externa lisa y sin revestimiento (Figura 4.6). Algunos especímenes poseen en algunas zonas protuberancias que indican una cámara utilizada de habitación principal.

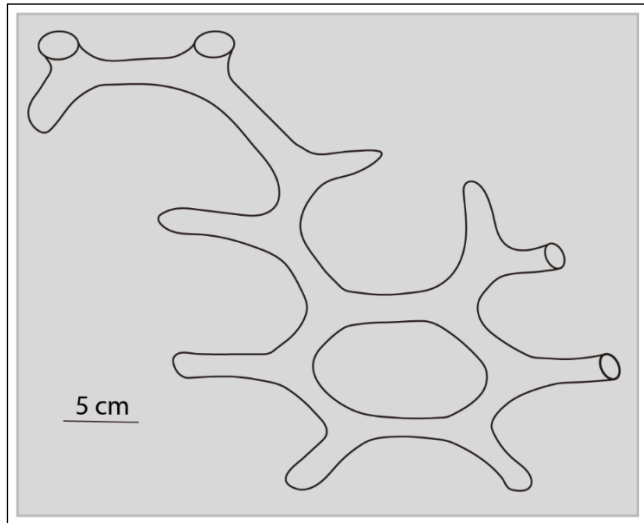


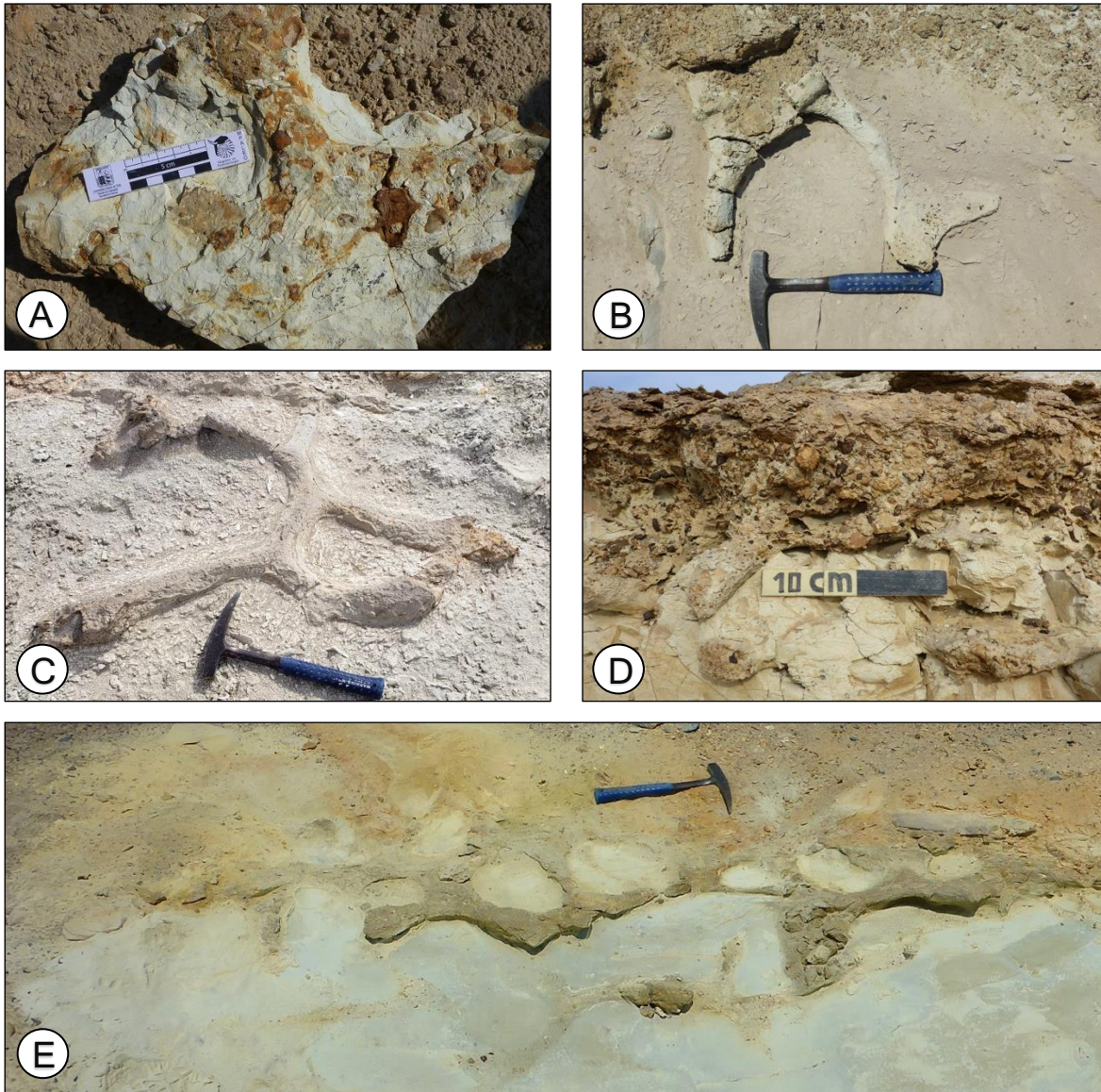
Figura 4.6: Esquema morfológico general del icnogénero *Thalassinoides*. (modificado de Bromley, 1992).

***Thalassinoides suevicus* RIETH, 1932**

(Fotografía 4.10)

DIAGNOSIS: Galerías horizontales, con ramificaciones más o menos regulares, esencialmente en sección cilíndricas formando un gran sistema de bioturbación, en donde las bifurcaciones en “Y” son más comunes que las formas en “T” (Frey & Howard, 1985).

DESCRIPCIÓN: Estructuras ramificadas bifurcadas en forma de “Y” que forman complejos sistemas de galerías tridimensionales, de disposición horizontal y vertical, cuya sección transversal es cilíndrica a ovalada. En general, se preservan en relieve completo (exichnia y endichnia), además de encontrarse tanto en epirelieve como en hiporelieve. Las estructuras guardan un patrón poligonal con ramificaciones que tienen un tamaño regular de paredes lisas y sin revestimiento. Las ramificaciones poseen un diámetro de 20-70 mm, 150-350 mm de longitud y un ángulo de 70° a 130° entre ramificaciones. En las áreas de estudio se encuentran bioturbando el techo de la Formación Chilcatay hasta una profundidad de 25 a 30 cm, estando rellenas con material fosfático de la unidad basal de la Formación Pisco.



Fotografía 4.10: Ejemplares del icnogénero *Thalassinoides*. A. Galería en forma de “Y” atribuida a *Thalassinoides suevicus* con relleno fosfático, sector Tres Pirámides (escala en cm). B. *T. suevicus* bioturbando a la Formación Chilcatay, cerro Zanjones. C. *T. suevicus* en relieve completo, cerro Submarino. D. *T. suevicus* en relieve completo con relleno fosfático vista de perfil, cerro Buque. E. Red tridimensional producida por *T. suevicus* en la Formación Chilcatay, cerro Submarino.

4.2.2.2. Icnogénero *Spongeliomorpha* DE SAPORTA, 1887

DIAGNOSIS: Madrigueras con predominante desarrollo horizontal a ligeramente inclinado (20° a 30°) respecto al plano horizontal. Son características sus ramificaciones en forma de “Y” en ángulo aproximado de 60° que suelen terminar en extremos ciegos de morfología cónica o

fusiforme. La sección transversal suele ser circular a elíptica. Se caracteriza por la presencia de una marcada ornamentación en su pared exterior, con surcos transversales y longitudinales al eje principal de la madriguera, que convergen en el ápice de las ramificaciones (Figura 4.7). Sus marcas siguen un patrón más o menos regular, siendo subromboidales, sigmoidales o en forma de espiga (Muñiz, 2001).

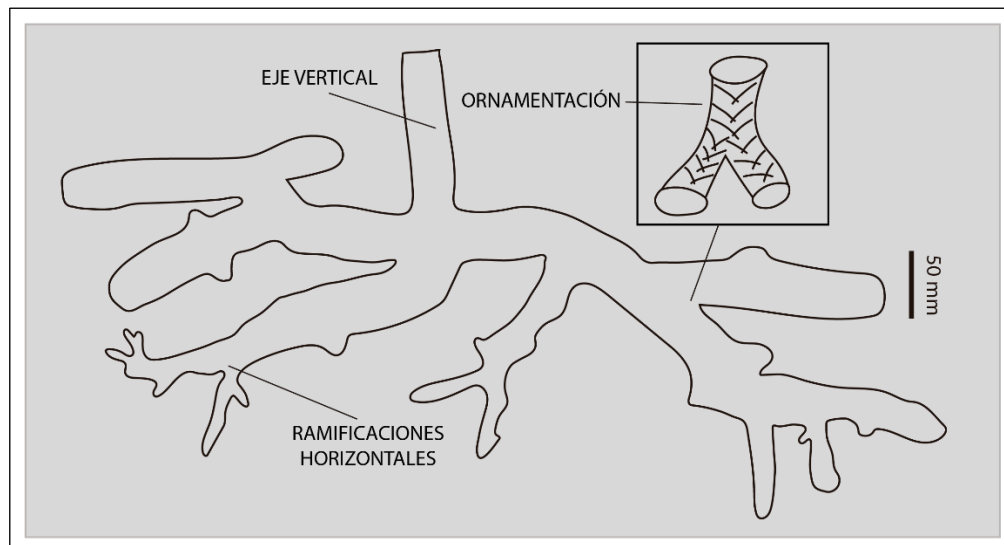


Figura 4.7: Esquema morfológico general del icnogénero *Spongeliomorpha* (modificado de Zhang *et al.*, 2020).

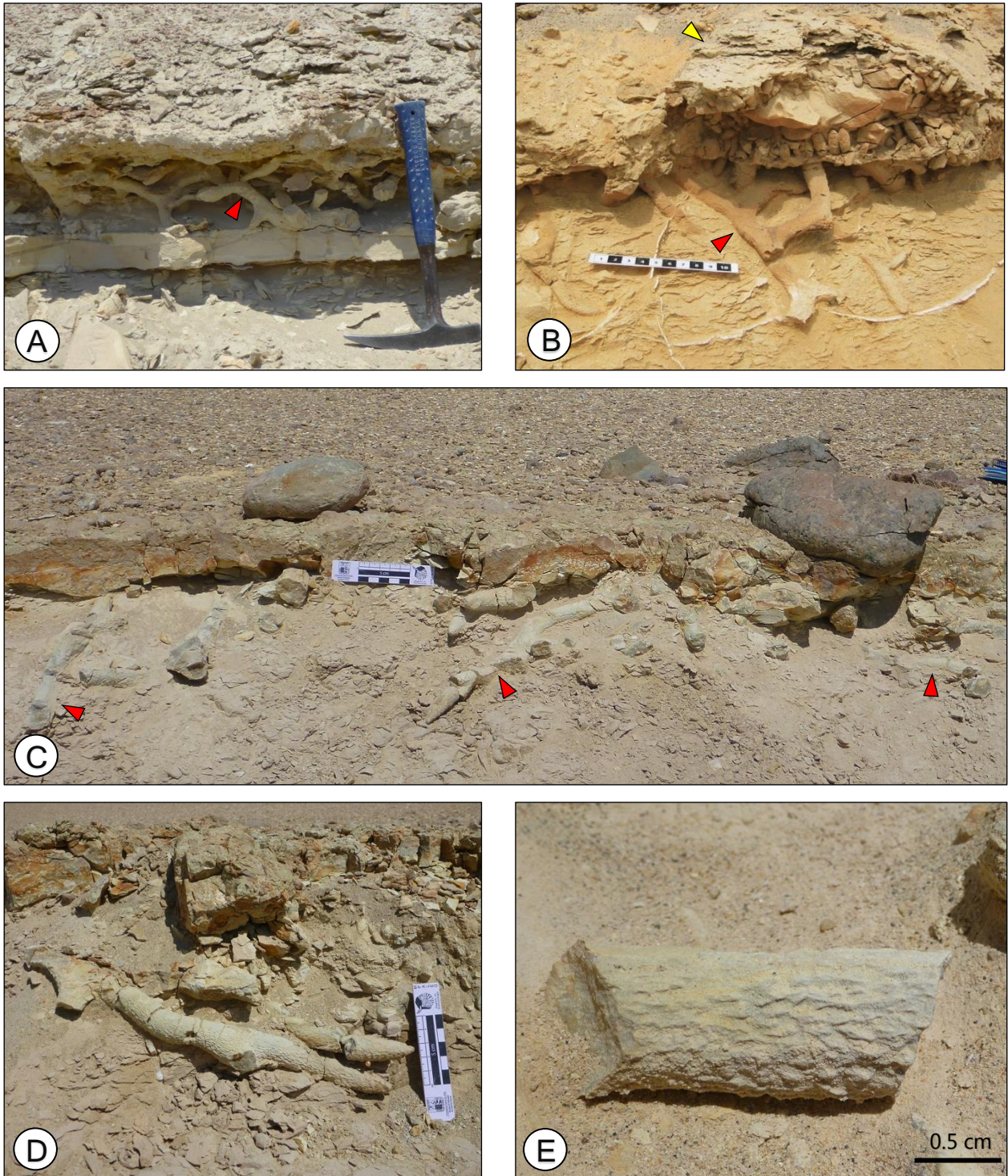
Spongeliomorpha iberica DE SAPORTA, 1887

(Fotografías 4.11; 4.12)

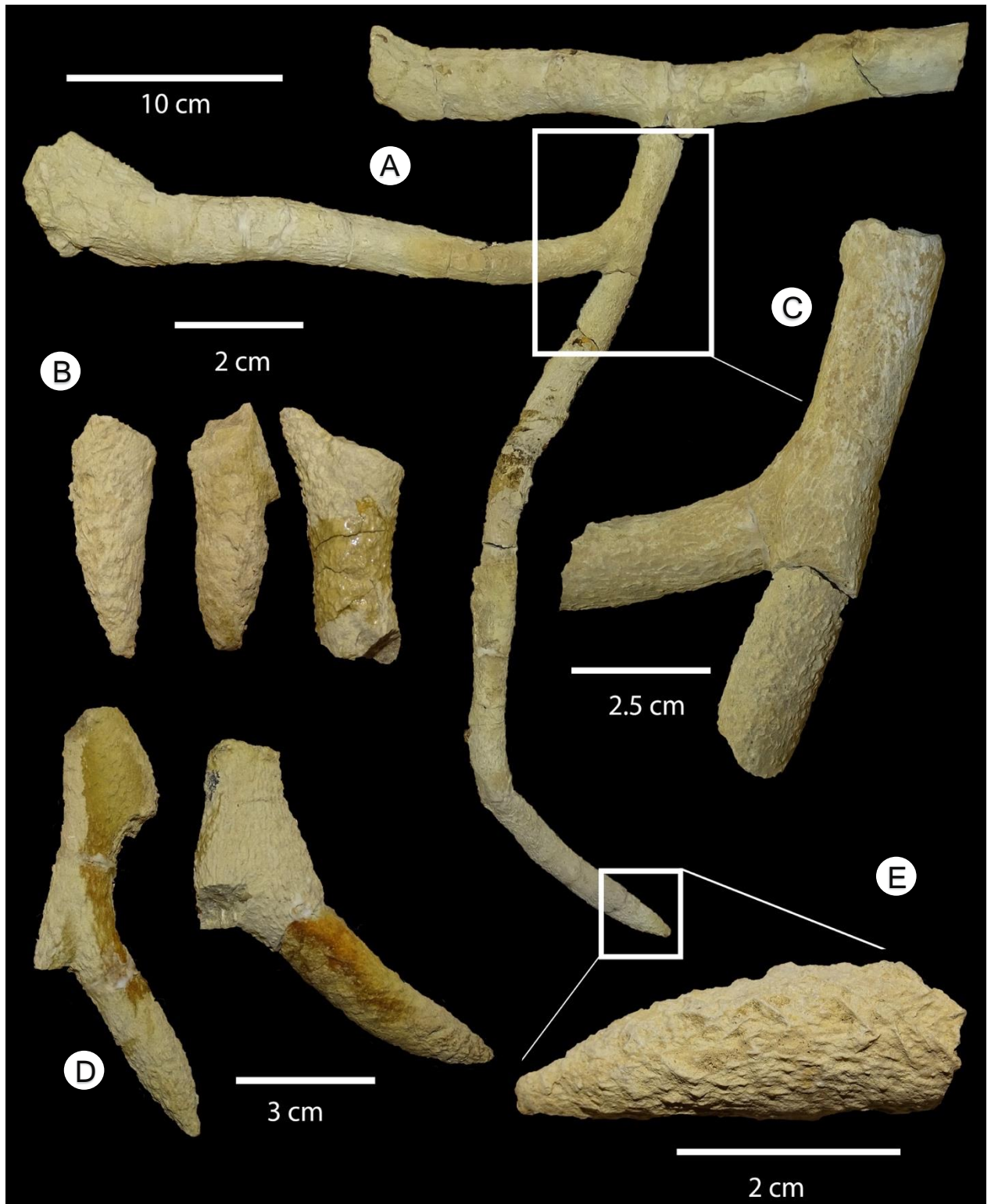
DESCRIPCIÓN: Galerías de disposición horizontal dominante, con sectores de orientación subvertical con una inclinación de 35° a 40° que describen trayectorias rectas a ligeramente curvadas, además de presentar ramificaciones en forma de “Y” (ángulo entre 40° a 50°) y en ocasiones en forma de “T” finalizando en terminaciones ciegas de forma cónica.

La pared exhibe una fuerte ornamentación constituida por marcas de rastrillaje (0,5 a 1 mm de espesor) que muestran un patrón en forma de espiga, subromboidal a irregular (4 mm largo, 3 mm ancho, ángulo entre 40° a 50°). Por otro lado, la sección transversal posee una forma circular a ovalada con un diámetro de 2 a 2,5 cm.

Esta traza se observa en relieve completo con un relleno de conglomerado fosfático, bioturbando la capa subyacente hasta una profundidad máxima de 35 cm.



Fotografía 4.11: Ejemplares del icnogénero *Spongliomorpha*. A. Detalle de *Spongliomorpha iberica* formando una red tridimensional (flecha roja), cerro Buque. B. *S. iberica* en relieve completo (flecha roja) y presencia de intraclasto carbonático bioerosionado por *Gastrochaenolites torpedo* (flecha amarilla), cerro Tinajones (escala en cm). C. Vista general de *Spongliomorpha iberica* (flecha roja) bioturbando limolitas a 15 cm de profundidad en la Fm. Chilcatay, sector Tres Pirámides (escala en cm). D. Detalle de terminaciones en punta de *S. iberica* (escala en cm). E. Detalle de marcas de rastrillaje de forma subromboidal en *S. iberica*.



Fotografía 4.12: Continuación de los ejemplares del icnogénero *Spongiomorpha*. A. *Spongiomorpha iberica* en conexión con *Thalassinoides suevicus*. B. Detalle de terminaciones ciegas. C. Detalle de ramificaciones en forma de “Y”, con marcas de rastrillaje en forma de espiga a romboidales. D. Sección terminal de madrigueras con terminaciones ciegas. E. Detalle de marcas irregulares (izquierda) y en espiga (derecha).

4.3. Distribución de las Trazas Fósiles en la Superficie Límite PE0.0

Como se ha descrito tanto en el capítulo 3 como en el apartado anterior, el techo de la Formación Chilcatay y las capas basales de las sucesiones P0 y P1 (ver Figura 3.6 y 3.7) de la Formación Pisco presentan una gran variedad de trazas fósiles de tipo sustrato-controladas. Suelen observarse tanto icnotaxones aislados como agrupados formando “icnoasociaciones”.

Al realizar el estudio lateral de las capas, se aprecian significativos cambios tanto en la icnodiversidad como en la abundancia de las trazas fósiles. A pesar de ello, en todos los afloramientos se repite un mismo patrón o conjunto de trazas (Figura 4.8), distinguiéndose tres icnoasociaciones características, que se describen a continuación.

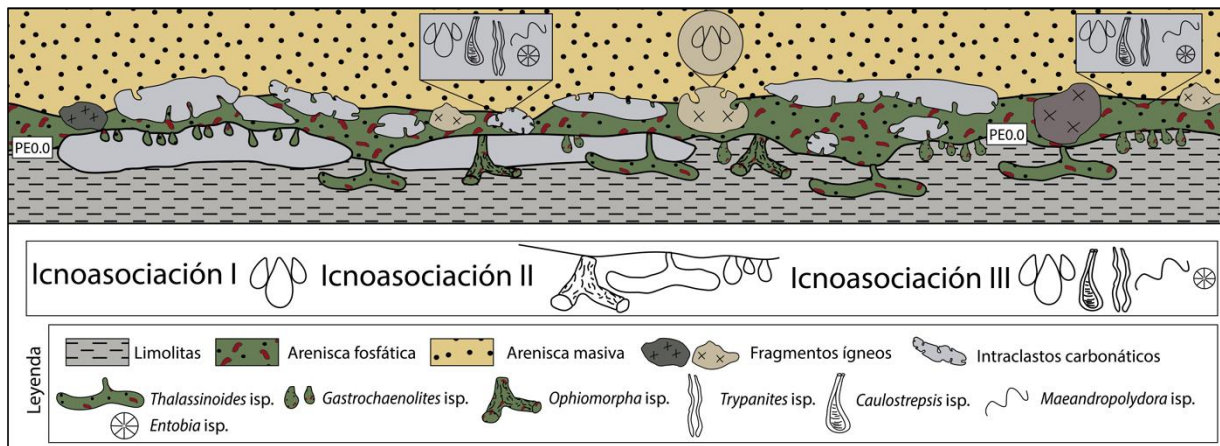


Figura 4.8: Distribución de trazas en el contacto entre las formaciones Pisco y Chilcatay.

4.3.1. ICNOASOCIACIÓN

4.3.1.1. Icnoasociación de *Gastrochaenolites*

Esta icnoasociación aparece en el techo de la Formación Chilcatay en las facies de limolitas carbonáticas o areniscas gruesas bioclásticas, encontrándose en el sector Tres Pirámides, cerro Buque y cerro Submarino. Las perforaciones alcanzan los 15 cm de profundidad, suelen encontrarse enteras o levemente truncadas perdiendo parte del cuello y no exhiben relaciones de corte o solapamiento entre ellas, sugiriendo un único evento de colonización posteriormente afectado por la erosión. Debido a que es posible reconocer las estructuras primarias en los sedimentos, a esta icnoasociación se le asigna un índice de icnofábrica de 2 y 3 marcada por la presencia monoespecífica de *Gastrochaenolites lapidicus*. Por otro lado, la nula o baja presencia

de relaciones de corte y solapamiento de *G. lapidicus* permite clasificar a la icnofábrica de tipo simple, formada por la actividad de una comunidad particular en un tiempo determinado.

La icnofábrica generada por este icnotaxón es el resultado de la acción superficial de bivalvos litófagos, como pueden ser los géneros *Lithophaga* (Mytilidae), *Hiatella* (Hiatellidae), *Gastrochaena dubia* (Gastrochaenidae) o *Parapholas* (Pholadidae) (Kelly & Bromley, 1984; Bromley & Asgaard, 1993; Uchman *et al.*, 2017).

4.3.1.2. Icnosociación de *Thalassinoides*, *Spongiomorpha* y *Gastrochaenolites*

Esta icnosociación es la más abundante en los límites de superficie (PE0.0 y PE0.1), afectando a limolitas grisáceas y areniscas finas en el techo de la Formación Chilcatay y a limolitas grisáceas en el techo del alomembro P0. La icnosociación se caracteriza por bioturbaciones y perforaciones que alcanzan los 30 cm de profundidad, con un índice de bioturbación (IB) 3 que en algunos sectores alcanza un valor de 4 y un índice de icnofábrica de 2 a 3. Entre ellos no existen relaciones de corte o solapamiento, lo que permite clasificar la icnofábrica de tipo simple. En general se observan en mayor abundancia los icnogéneros representados por *T. suevicus* y *S. iberica*, el icnogénero *Gastrochaenolites* está representado por *G. lapidicus*, *G. ornatus* y *G. turbinatus*. *Thalassinoides* y *Spongiomorpha* suelen formar sistemas intergradacionales, diferenciándose por el diámetro de las galerías, presencia de terminaciones ciegas y la presencia/ausencia de ornamentación exterior (ver Fotografía 4.12).

La icnofábrica generada por esta icnosociación es el resultado de bivalvos litófagos cuyas posibles especies ya han sido anteriormente mencionadas y por la actividad excavadora de crustáceos decápodos (Kennedy 1967; D'Alessandro & Bromley, 1995; Muñiz, 1998), por ejemplo camarones (familia de los alféidos o talasinídeos), cangrejos (suborden de los braquiuros) y langostas (familia de los astácidos) (Ekdale & De Gibert, 2010) que construyeron estas madrigueras como morada temporal (Muñiz, 1998) y de alimentación (Calzada, 1981).

4.3.1.3. Icnosociación de *Gastrochaenolites*, *Trypanites*, *Caulostrepsis*, *Maeandropolydora* y *Entobia*

Esta icnosociación se encuentra en los clastos presentes en las capas fosfáticas basales de los almiembros P0 y P1 de la Formación Pisco, en mayor grado en clastos de composición carbonática, silíceo y fosfática.

La presencia de las perforaciones en clastos es variada; los clastos más planos o elongados suelen tener un bajo índice de icnofábrica de 2, siendo perforados por el icnogénero *Gastrochaenolites* en la parte inferior o superior y en algunos casos sin bioerosión y que, en general, suelen encontrarse enteros o parcialmente erosionados en la parte del cuello. En cambio, los clastos subredondeados a redondeados pueden estar perforados en todas direcciones por todas las trazas de la icnosociación en distintas proporciones entre ellos. En general el índice de icnofábrica varía de 2 a 4 y cuando alcanza a 5 se observan relaciones de corte y contacto entre los distintos icnotaxones. También en algunos clastos coexisten icnotaxones truncados y preservados completamente.

El icnotaxón *Gastrochaenolites* representa la mayor icnodiversidad, En orden de abundancia encontramos *G. lapidicus*, *G. turbinatus*, *G. torpedo* y *G. ornatus*.

Las perforaciones de *Trypanites* isp. se caracterizan por solaparse o estar en contacto por sus paredes. *Caulostrepsis* isp. aparece como perforaciones achatadas, verticales a subhorizontales. Por último, *Maeandropolydora* isp. se observa como perforaciones que afectan la superficie de los intraclastos y *Entobia* isp. se encuentra como marcas esféricas superficiales. Cabe destacar que la presencia de perforaciones completas e incompletas en un mismo clasto, sumado a la superposición de trazas, sugiere la idea de distintos eventos de colonización y erosión de los clastos bioerosionados.

Las relaciones de contacto y solapamiento o corte permiten clasificar a estas icnosociaciones en una icnofábrica compuesta, es decir, el registro de la actividad de sucesivas comunidades que afectan a los sedimentos en el tiempo.

Esta icnofábrica es el resultado de la intensa acción de bivalvos litófagos (Kelly & Bromley, 1984), la actividad perforadora de gusanos poliquetos sipuncúlidos (Ekdale *et al.*, 1984) y espionidos (Bromley & D'Alessandro, 1983; Domènech *et al.*, 2008) así como la actividad perforante de esponjas endolíticas que pueden vivir fijas a las rocas o restos orgánicos (Bromley, 2004).

4.4. Icnofacies y sus Implicancias

Las características de las trazas y sus icnoasociaciones nos permiten definir la presencia de “icnofacies”, es decir, definir *un conjunto de trazas que indican determinados parámetros ambientales, tales como salinidad, batimetría y tipo de sustratos, entre otros* (Buatois *et al.*, 2002). Tanto en los límites PE0.0 y PE0.1 como en los clastos de las facies de conglomerado fosfático (Cgf) se identifican icnofacies del tipo sustrato-controladas. Las superficies PE0.0 y PE0.1, en particular se caracterizan por la icnofacies de *Glossifungites* que lateralmente puede gradar a la icnofacies de *Trypanites*, en cambio los clastos en las bases de los alomiembros P0 y P1 se caracterizan por la presencia de la icnofacies de *Trypanites*.

4.4.1. Icnofacies de *Glossifungites*

A esta icnofacies pertenecen los icnotaxones *Thalassinoides*, *Gastrochaenolites* y *Spongeliomorpha*. Se encuentra afectando el techo de la Formación Chilcatay y en el techo del alombiembro P0 de la Formación Pisco.

De acuerdo con Seilacher (1964), Frey & Pemberton (1985), Abdel-Fattah *et al.* (2016) y Foster *et al.* (2020), esta icnofacies representa la colonización de sustratos firmes carbonático semiconsolidados, sustratos fangosos estables y sustratos sobreconsolidados. El sustrato original generalmente es fango o arcilla y raramente arena, y exhibe un comportamiento cohesivo, parcialmente deshidratado o tempranamente cementado comúnmente denominado *firmground*. La firmeza en el fango deshidratado se debe al aumento de la viscosidad y la cohesión, mientras que en el caso de la arena la compactación mejora el contacto superficial entre los granos de arena, aumentando así la resistencia a la fricción (Dasgupta & Buatois, 2012). Algunos factores que juegan un papel en la firmeza del sustrato son la presión de poros, tamaño de los granos, textura de grano, mineralogía de arcilla y contenido orgánico (Gringas *et al.*, 2000). Estudios realizados por los mismos autores (Gringas *et al.*, 2001) en sustratos firmes exhumados del Pleistoceno muestran que los valores de firmeza del sedimento varían entre 10^5 y 10^7 Pascales.

El desarrollo de un sustrato tipo *firmground* implica que los sedimentos sufrieron un período de enterramiento, compactación y posterior exhumación que se extendieron a gran parte de la cuenca

(Carmona *et al.*, 2006). Cabe destacar que la erosión debe ser lo suficientemente profunda para exponer este sustrato firme y no litificado.

Evidencia de este tipo de sustrato es la presencia en el área de estructuras verticales a subverticales, como es el caso de las trazas de *Spongiomorpha iberica*, las que de acuerdo con MacEachern *et al.* (2007) son estructuras de difícil duración en sustratos fangosos blandos. Por otro lado, la existencia de ornamentación en las trazas de *Spongiomorpha iberica* y *Gastrochaenolites ornatus* permite concluir que si el sedimento hubiese sido un sustrato blando y no cohesivo (*softground*) las marcas de rastillaje u ornamentación habrían sido rápidamente borradas y por el contrario, si el sedimento hubiese estado más duro, compacto y litificado (*hardground*) los organismos como crustáceos decápodos no habrían tenido posibilidad de hacer sus madrigueras. De esta forma, la acción contemporánea de bioturbación y bioerosión demuestra que el sedimento estaba lo suficientemente blando como para permitir la acción de organismos excavadores y lo suficientemente duro como para que los organismos perforantes también pudieran colonizarlo (Belaústegui *et al.*, 2014).

Otro factor a considerar es la falta de revestimiento en las paredes de las trazas, lo cual refleja la estabilidad del sedimento y cohesividad en el momento de la colonización y excavación. Una evidencia que refleja la naturaleza del sustrato es la presencia de madrigueras con relleno de tipo pasivo, es decir rellenas por procesos de sedimentación gravitatoria, lo que implica que las estructuras permanecieron abiertas y no colapsaron después de que fueran abandonadas por el organismo productor, permitiendo el relleno por sedimento posterior, en este caso los depósitos de la capa basal fosfática Cgf.

La ocurrencia de esta icnofacies está relacionada con el desarrollo de superficie de discontinuidad, representando una hiato o diastema. Estas superficies pueden ser del tipo autogénico –que ocurre lateralmente sobre unos pocos metros, demarcando una variación lateral de facies– o alogénico –que ocurre a una escala regional, demarcando una discontinuidad significativa (Abdel-Fattah *et al.*, 2016; Villegas-Martín *et al.*, 2020). Las icnofacies estudiadas abarcan toda la zona de estudio, un aspecto observado por otros autores como Di Celma *et al.* (2015, 2017, 2018) & De Vries (2017), quienes la registran en otros sectores de la cuenca. La presencia en toda la cuenca de esta icnofacies permite definir a la superficie PE0.0 como una superficie de discontinuidad alogénica la cual se relaciona directamente con tectónica y procesos

eustáticos, además de una estrecha relación con factores físicos, químicos y biológicos (Villegas-Martín *et al.*, 2020).

La icnofacies de *Glossifungites* aparece en un amplio rango de batimetrías (Hayward, 1976; MacEachern *et al.*, 1992; Pemberton *et al.*, 1992; Gingras *et al.*, 2000; Bann *et al.*, 2004; Buatois *et al.*, 2005; Hubbard *et al.*, 2012; Dasgupta & Buatois, 2015), sin embargo, las características litológicas y ambientales que enmarcan las superficies estudiadas sugieren un ambiente marino costero producto de un importante evento regresivo, dando lugar a las condiciones ideales para la colonización de bivalvos y crustáceos.

4.4.2. Icnofacies de *Trypanites*

Esta icnofacies se caracteriza por la presencia de los icnotaxones *Gastrochaenolites*, *Trypanites*, *Caulostrepsis*, *Maeandropolydora* y *Entobia* en fragmentos clásticos, redondeados a elongados en rocas carbonáticas, y volcánicas de las facies basales de los alomiembros P0 y P1 de la Formación Pisco y de manera intermitente en el techo de la Formación Chilcatay.

De acuerdo con Frey & Pemberton (1984) y Pemberton *et al.* (1992, 2004) la icnofacies de *Trypanites* se desarrolla en sustratos duros, cementados y litificados, denominados como *hardgrounds*; característicos de superficies de omisión marina litoral y sublitoral, costas rocosas, acantilados, rocas de playa y arrecifes o estratos con constituyentes orgánicos. Los sustratos de tipo *hardground* son colonizados por organismos perforantes y encrustantes. La bioerosión a la que está sometido el sustrato implica el desgaste de rocas, conchas, huesos y madera (Naimi *et al.*, 2021)

La alta concentración y abundancia de bioerosión presente en clastos carbonáticos en el área de estudio sugiere un sustrato que representa condiciones óptimas para la colonización, a diferencia de clastos volcánicos en donde su extrema dureza es un factor de estrés que reduce la alta biodiversidad icnológica (Buatois & Encinas, 2011). Las características presentes en algunos intraclastos como preservación incompleta o truncamiento y solapamiento de estructuras de bioerosión, evidencian múltiples fases de colonización y abrasión (Uchman *et al.*, 2017). Tales eventos necesitaron el tiempo suficiente para erosionar y volver a colonizar los intraclastos.

En el techo de la Formación Chilcatay, la icnofacies de *Trypanites* está representada por *Gastrochaenolites lapidicus* presente en capas de limolitas carbonáticas a arenisca bioclástica. A diferencia de los intraclastos en esta superficie no existe solapamiento de este icnotaxón pero sí se

encuentran estructuras completas y truncadas, lo que implica que esta superficie estuvo expuesta y sometida al desgaste o abrasión en el tiempo.

De acuerdo con Buatois & Mángano (2012) la icnofacies de *Trypanites* se forma en un ambiente de omisión marina en sustratos duros y litificados, lo que sugiere largos períodos de bioerosión sin interrupción, formando superficies de omisión marina (no depositación) o superficies de exhumación en zonas costeras. En el área de estudio los efectos de la erosión diferencial sobre PE0.0 permitieron el arranque de bloques de limolita carbonática bien cementada y litificada, posteriormente afectados tanto por la erosión y abrasión marina como por múltiples eventos de colonización.

5. MODELO PALEOAMBIENTAL

El estudio integral de la estratigrafía, sedimentología e icnología en las cercanías a la superficie límite (PE0.0) nos permite entender de una manera más detallada y amplia los distintos procesos involucrados en su origen. Se propone que la evolución sedimentaria ocurrió en tres etapas principales: (1) Evento pre-discontinuidad, (2) Superficie de discontinuidad y (3) Evento post-discontinuidad. La Figura 5.1 y 5.2 resume los eventos ocurridos en la formación de PE0.0.

5.1. Evento Pre-discontinuidad

Corresponde a la sedimentación del alomiembro Ct2 de la Formación Chilcatay, iniciando con la facies Ct2a del frente de playa (*shoreface*) representada por areniscas masivas con intercalaciones de areniscas gruesas bioturbadas (IB 3) por *Thalassinoides* isp., y la presencia de facies asignadas al alomiembro Ct2b, caracterizada por limolitas grisáceas con escamas de peces en la zona costa exterior (*offshore*). Estas facies se depositaron en un contexto transgresivo formando un relleno retrogradante (profundización de la cuenca) (Figura 5.3), pasando de un subambiente de frente de playa (Ct2a) con alta energía a la zona de costa exterior (Ct2b) bajo el nivel base de tormentas. El tipo de trazas fósiles sugieren un sustrato de tipo *softground*, es decir, sedimentos no consolidados, blandos e hidratados.

5.2. Superficie de Discontinuidad

El evento anterior es interrumpido por un importante descenso del nivel de mar, poniendo término a la sedimentación de la Formación Chilcatay. Este proceso trae consigo un importante retroceso de la línea de costa hacia el mar (regresión forzada) dejando descubierta parte de la playa (*foreshore*) y del frente de playa (*shoreface*), iniciando un proceso de incisión de valles fluviales y de erosión hasta alcanzar un nuevo perfil de equilibrio (Nichols, 2009). Este nuevo perfil de equilibrio se alcanza con la exhumación de una importante parte de las facies terminales de la Formación Chilcatay resultando en el desarrollo de una discontinuidad subáerea (*subaerial unconformity* –SU) y su correspondiente desarrollo hacia el mar con la superficie de concordancia correlativa (*correlative conformity* –CC) (Figura 5.4). Estas superficies en algunos casos pueden llegar a ser consideradas como un límite de secuencia (*sequence boundary*- SB), es decir un evento que marca el fin de una secuencia deposicional y el comienzo de una nueva.

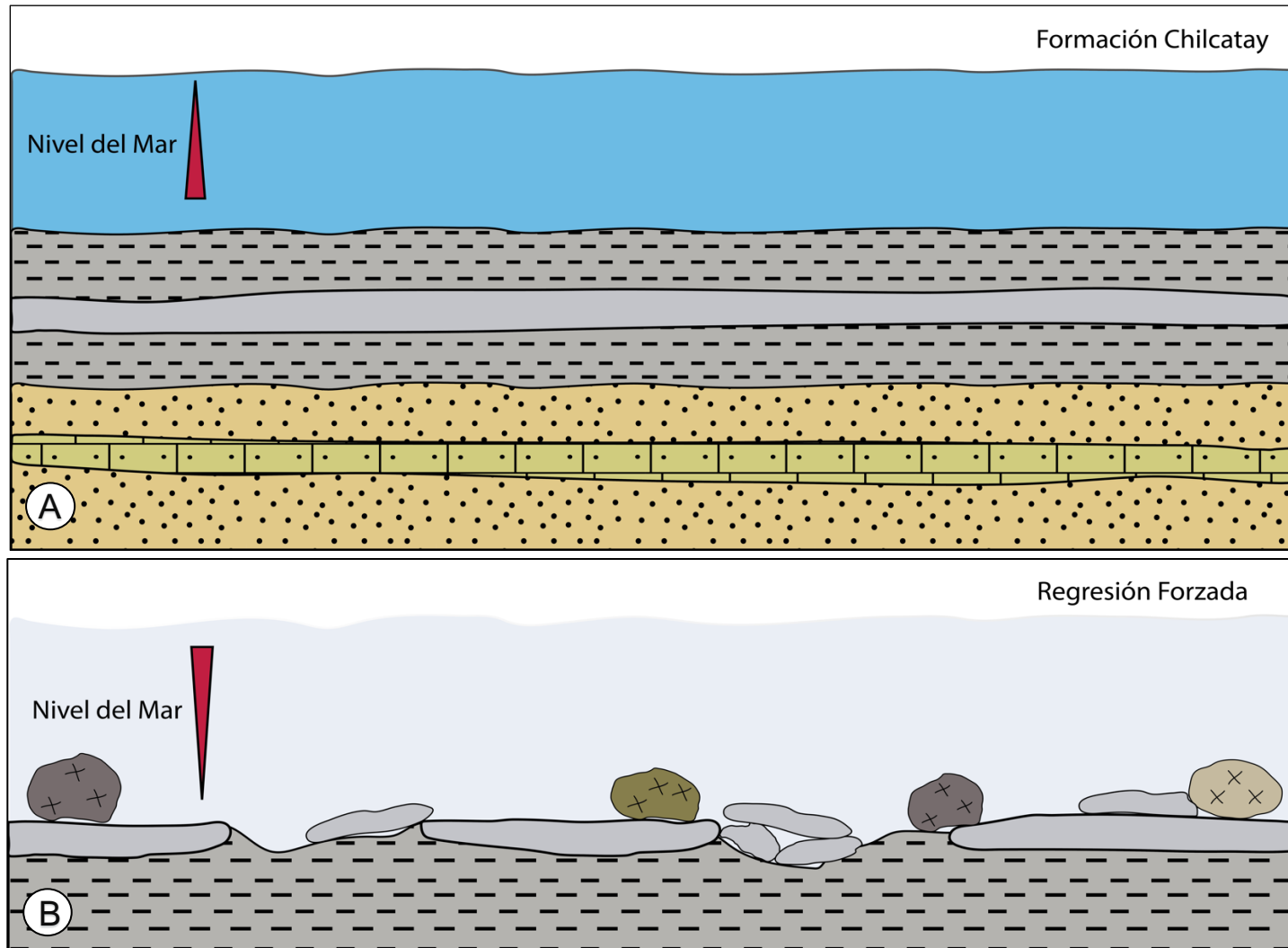


Figura 5.1: Representación esquemática de la formación de PE0.0. A. Sedimentación de la Formación Chilcatay. B. Regresión forzada y erosión.

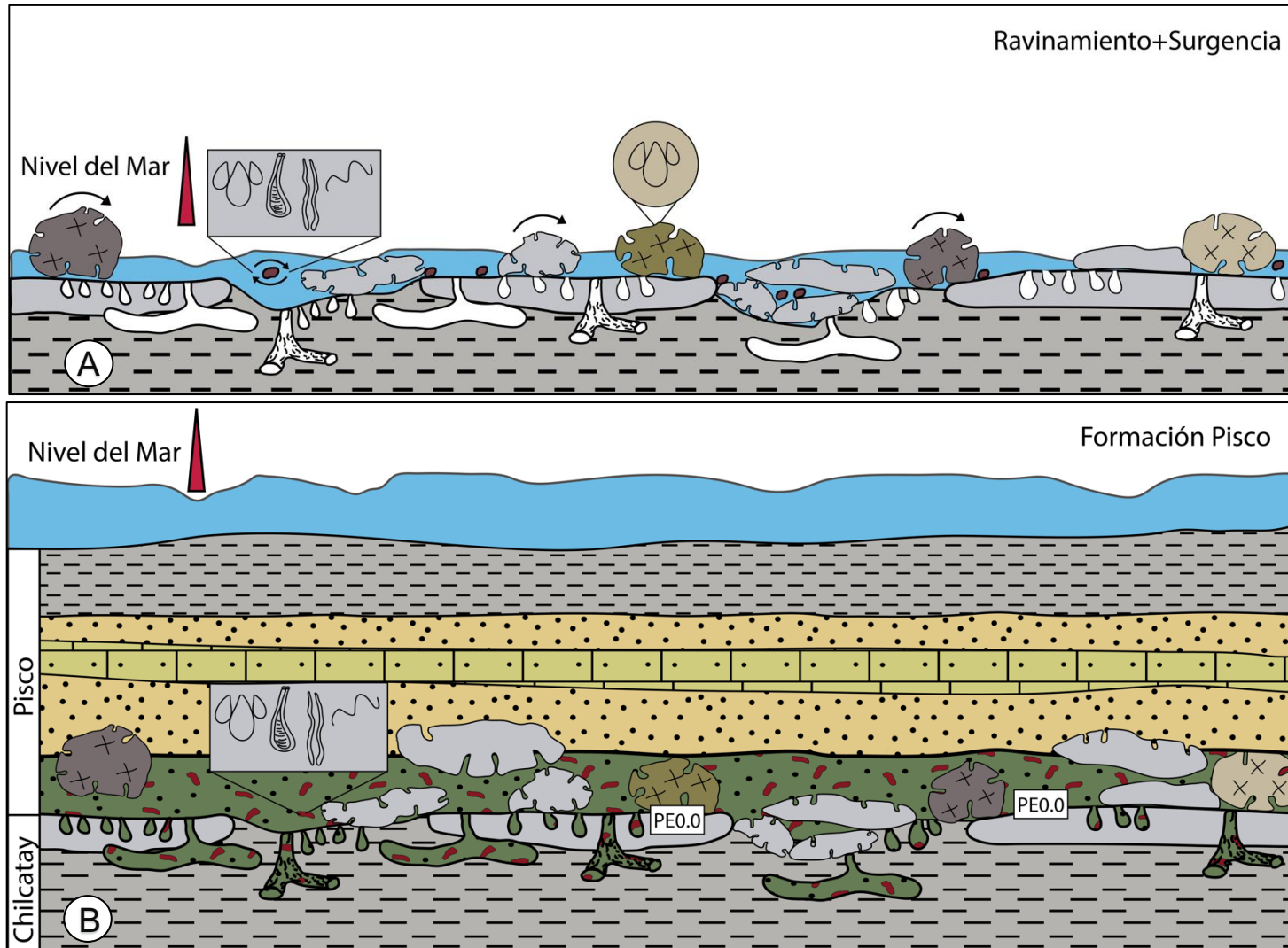


Figura 5.2: Continuación representación esquemática de la formación de PE0.0. A. Ravinamiento y ventana de colonización. B. Reinicio de la Formación Pisco.



Figura 5.3: Modelo deposicional de las facies previas a la discontinuidad PE0.0 pertenecientes a la Formación Chilcatay.

Posteriormente el nivel relativo del mar sube, lo que trae consigo un evento de ravinamiento o superficie erosiva de transgresión (WRSs por sus siglas en inglés), descrito como un intenso y continuo proceso de abrasión y erosión del oleaje durante el avance de la línea de costa hacia el continente (Catuneanu, 2006). Este proceso es capaz de re TRABAJAR depósitos formados en el momento del nivel más bajo del mar (*lowstand*) así como borrar antiguas superficies estratigráficas secuenciales (Figura 5.5) (Cattaneo & Steel, 2003; Catuneanu, 2006; Catuneanu & Zecchin, 2013; Zecchin *et al.*, 2019). De acuerdo con la intensidad de la erosión, el nivel de energía y el tipo de sustrato, las superficies de ravinamiento pueden resultar en la erosión de hasta 10 a 20 metros de sustrato en un evento de alta energía (Zecchin *et al.*, 2011). Esto coincide con lo mencionado por Di Celma *et al.* (2016, 2018) y DeVries & Jud (2018), quienes consideran que la superficie límite entre las formaciones Chilcatay y Pisco, denominada PE0.0, es el resultado de la erosión combinada durante una exposición subaérea debido a un importante descenso del nivel del mar, sumado a un sobreimpuesto proceso transgresivo de erosión o ravinamiento, procesos que tuvieron una duración de 6.3 Ma. Evidencia de lo anterior pudo haber sido la falta de registro de facies

progradantes depositadas en el momento de la regresión forzada, lo que muestra un evento transgresivo-erosivo que borró toda huella de sedimentación. Sin descartar que estas facies no hayan sido depositadas como consecuencia de un descenso muy rápido del nivel relativo del mar y el tránsito abrupto de facies marinas profundas a costeras. Adicionalmente, Viveen & Schlunegger (2018) proponen que los procesos mencionados anteriormente se relacionan con un levantamiento y compresión relacionada al evento tectónico Quechua 1.



Figura 5.4: Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, marcada por una importante regresión marina, exhumación y posible progradación de facies continentales.

Por otro lado, las mediciones radiométricas en capas tobáceas en el techo de la Formación Chilcatay en el sector de Yesera de Amara (en el área de estudio) registran una edad de 17,7 Ma (Belia & Nick, 2016), edad máxima otorgada al evento erosivo; tal edad se acerca a un punto de descenso del nivel eustático global a los 17,2 Ma durante la denominada transición climática del Mioceno medio (Abreu & Anderson, 1998; Miller *et al.*, 2005 & Di Celma *et al.*, 2018).



Figura 5.5: Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, marcada por un subsecuente evento transgresivo que borra antiguas superficies estratigráficas secuenciales.

Las características observadas en las diversas áreas de estudio muestran que la erosión de PE0.0 no fue homogénea en toda su superficie: zonas con superficies irregulares y zonas con una superficie bastante lisa que muestran un alto grado de abrasión, indicando que la superficie no tuvo el mismo grado, intensidad ni exposición a la erosión. Es posible considerar (en base a similitud litológica) que en sectores donde la superficie muestra irregularidades notables en el terreno, la erosión y el retrabajo en la Formación Chilcatay permitieron la formación de clastos carbonáticos, aunque no se descarta que estos se pudieran haber generado como producto de la erosión de unidades más antiguas (p.ej. Formación Yumaque y los Choros) desde un paleorelieve costero o desde el continente por medio de corrientes fluviales o aluviales. Adicionalmente, la presencia de clastos (bloques) ígneos, silíceo y volcánico no tiene un origen definido en la cuenca de Pisco, los tres posibles orígenes de estos fragmentos son descritos por DeVries & Jud (2018) asociados a (1) depósitos de tsunamis, (2) depósitos asociados a flujo detríticos o (3) la modificación de flujos de detritos por un tsunami. Es posible que la fuente de estos bloques estuviera situada en la Dorsal de Plataforma Externa (OSH) o bien en el Batolito de la Costa transportados por corrientes fluviales

o aluviales. Teniendo en cuenta la proximidad al área de estudio, la fuente más probable para estos fragmentos corresponde tanto a rocas paleozoicas pertenecientes al Batolito San Nicolás como a rocas mesozoicas de la Formación Guaneros. En cuanto a la aparición tanto de clastos carbonáticos como ígneos, estos pudieron tener su génesis durante el proceso de regresión forzada como asociados al evento transgresivo posterior.

El proceso de ravinamiento trae consigo la aparición de nódulos de fosfatos formando estructuras peloides y ooides centimétricas en distinta concentración. Los mecanismos, factores y procesos para su formación son variados. Por un lado, la alta concentración de fósforo en el margen continental peruano pudo provenir de la actividad volcánica continental, las corrientes costeras y la meteorización de rocas ígneas y sedimentarias (Föllmi, 1996). Los procesos de acumulación de fosfato están marcados a su vez, por la absorción desde oxihidróxidos de hierro o manganeso (Froelich 1988), por bioacumulación asociada a la descomposición microbiana de material orgánico (Ingall & Van Cappellen, 1990), infiltración de fosfato disuelto cerca de la interfase agua-sedimento (Föllmi, 1996) y procesos de surgencia (*upwelling*) costera (Bruland *et al.*, 2005). De acuerdo con los estudios de Garrison & Kastner (1990) en fosfatos de la cuenca de Pisco, el origen más probable estaría asociado a los procesos de surgencia (*upwelling*) que traen aguas frías ricas en nutrientes desde los fondos marinos a la superficie cálida, permitiendo una rápida acumulación de materia orgánica y el desarrollo de un ambiente propicio para la precipitación de fosfato autigénico en condiciones de alta energía asociados a una nula tasa de sedimentación (Allen, 1987; Garrison, 1992).

El inicio del evento de ravinamiento se caracteriza por una baja tasa de sedimentación permitiendo el desarrollo de un hiato deposicional (Buatois & Mángano, 2011), momento que es aprovechado por organismos especializados como crustáceos, bivalvos, anélidos y esponjas para la colonización de esta superficie (WRSs). La colonización de organismos suspensívoros (Figura 5.6), los cuales excavaron un complejo sistema de galerías tridimensionales usadas como habitación, para descanso o de alimentación. Estas madrigueras alcanzan una profundidad entre los 20 y 30 cm, y están representadas por las icnoespecies *Thalassinoides suevicus* y *Spongeliomorpha iberica* en un alto grado de concentración y abundancia (IB 4-5). Se observa la presencia de perforaciones hasta 10 cm de profundidad realizadas por bivalvos, haciendo sus domicilios

permanentes para habitar el sustrato, representadas por los icnogéneros *Gastrochaenolites lapidicus*, *G. ornatus* y *G. turbinatus*.

La distribución lateral de icnoespecies fue variada, resaltando zonas con gran presencia de *Spongiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp., y áreas con una mayor proporción de *Gastrochaenolites* isp. La icnoasociación *Glossifungites* fue la que más afectó la superficie, desarrollada sobre un sustrato firme, semiconsolidado, deshidratado y no litificado. De acuerdo a las características de facies y su contexto estratigráfico, los organismos colonizaron un ambiente marino costero de exposición subárea con una tasa de sedimentación baja o casi nula (Rodríguez-Tovar, 2005).

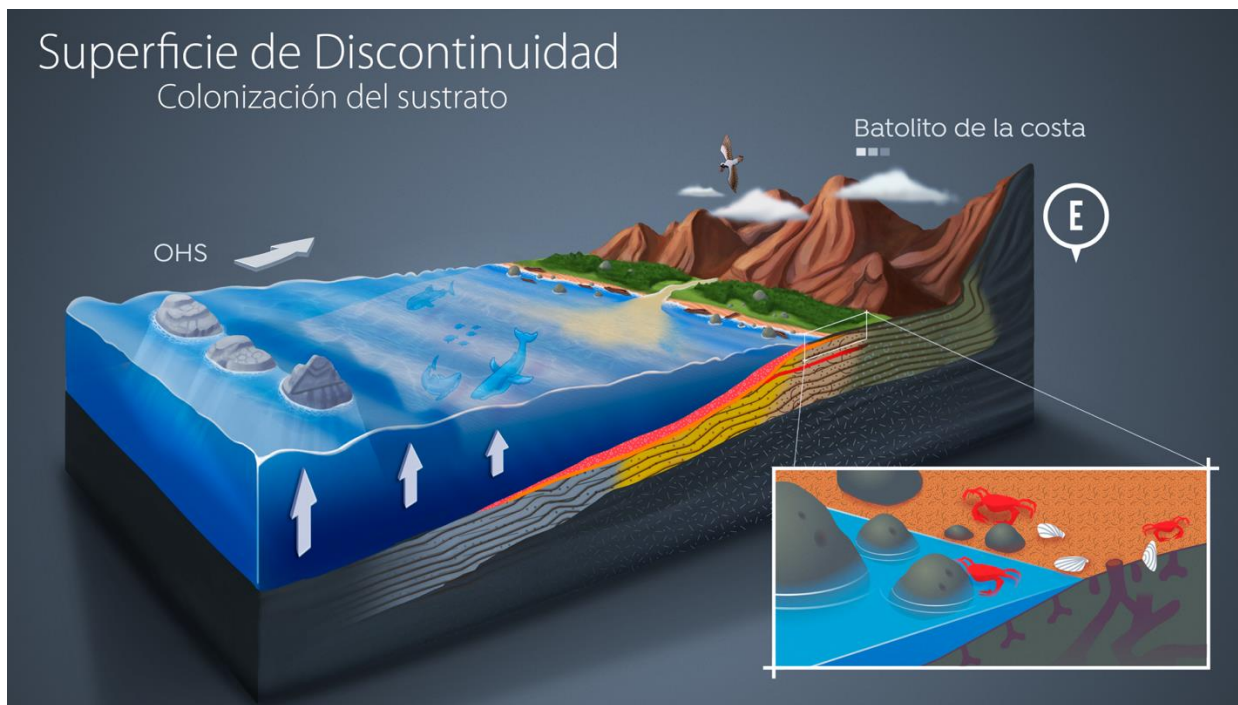


Figura 5.6: Modelo para la formación de la superficie de discontinuidad PE0.0, caracterizada por un importante intervalo de colonización del sustrato en la playa y el frente de playa.

Por su parte, los clastos o fragmentos re TRABAJADOS (carbonáticos, silíceos o ígneos y fosfáticos) fueron un sustrato propicio para el domicilio de organismos suspensívoros o predadores pasivos (Frey & Pemberton 1984, 1985), permitiendo la acción perforadora de bivalvos, poliquetos y esponjas, resultando en la icnoasociación representada por las icnoespecies *Gastrochaenolites lapidicus*, *G. turbinatus*, *G. ornatus* y *G. torpedo*; *Trypanites* isp., *Caulostrepsis cretacea*, *Maeandropolydora* isp. y *Entobia* isp. La bioerosión no se dio en todos los clastos por igual y no

todos los clastos se encuentran perforados, probablemente debido al grado de litificación del sustrato o al corto tiempo de exposición. El solapamiento y truncamiento de estructuras evidencia que los clastos estuvieron expuestos a más de un evento de colonización y que fueron retrabajados y movilizados por la acción del oleaje. La asociación de trazas indicadas representa a la icnofacies de *Trypanites*, que caracteriza sustratos duros, cementados y litificados.

Es importante señalar que la superficie de erosión PE0.0 no tuvo el mismo grado de consolidación y cementación. La presencia monoespecífica de trazas de *Gastrochaenolites lapidicus* en algunos sectores supone una gradación de icnofacies de *Trypanites* a *Glossifungites*, características que muestran que la consolidación del sustrato no fue uniforme en toda el área de estudio.

5.3. Evento Post-discontinuidad

Posterior al período de colonización el nivel del mar siguió su ascenso con un aumento en la tasa de sedimentación, lo que permitió la formación de dos importantes pulsos que dieron lugar a la sedimentación los alomiembros P0 y P1 pertenecientes a la Formación Pisco. Caracterizadas por facies de retrogradantes y de profundización (Figura 5.7). El proceso se inició con la formación de un depósito de *lag* o conglomerado transgresivo (facies Cgf), resultado del retrabajo del fondo marino durante la transgresión. Estos sedimentos se caracterizan por una abundante concentración de fosfatos, además de una importante cantidad de material bioclástico fragmentado como invertebrados, vertebrados marinos y algunos restos de troncos. Estos depósitos rellenaron las madrigueras producidas por los organismos en la fase previa. Los procesos de alta energía esporádicos como tsunamis o flujos de detritos continentales permitieron que gran cantidad de bloques (*boulders*) e intraclastos quedaran por encima o en medio de los depósitos conglomeráticos, algunos clastos de mayores dimensiones permanecieron en contacto con la superficie PE0.0.

El avance de la transgresión permitió la sedimentación de potentes capas de arenas masivas con muy pocas estructuras sedimentarias (facies Af-mf), con organismos vertebrados e invertebrados marinos bien preservados. Tales facies se formaron en el frente de playa (*shoreface*) en una bahía cerrada y protegida. Se intercalan depósitos que representan períodos de alta energía que permitieron la deposición de una importante concentración de restos orgánicos (facies Sb) y

períodos con un marcado aumento en la concentración de carbonatos (facies Sc). Las facies del frente de playa gradan a la zona de transición de costa exterior (*offshore-transition*) donde las capas de arena disminuyen su espesor y se intercalan con niveles limosos. Estas facies, caracterizadas por la presencia de estructuras HCS y SCS (facies Lim), se formaron bajo la acción de tormentas. La sedimentación termina con facies de costa exterior (*offshore*) distinguiéndose por limos y limos diatomáceos (facies Lim y Lim-d) en un ambiente tranquilo con baja influencia de tormentas y gran abundancia de vertebrados marinos en excelente grado de preservación.

Los alomembros P0 y P1 son separados por la superficie de discontinuidad PE0.1. De acuerdo con los estudios de Di Celma *et al.* (2018) donde se compararon las edades de las discontinuidades (bioestratigrafía de diatomeas y edades radiométricas Ar/Ar) y el estudio de isótopos de oxígeno en aguas profundas, PE0.1 se formó a los 10.4 Ma producto de una regresión marina, como parte de las fluctuaciones cíclicas glacio-eustáticas que afectaron a la cuenca de Pisco.

Finalmente, durante el Plioceno tardío ocurre un cese de la sedimentación marina en la cuenca de Pisco producto de una inversión tectónica y un cierre de la cuenca de *pull apart*. Estos procesos se formaron como consecuencia de un rápido levantamiento debido a los procesos asociados a la subducción de la asísmica Dorsal de Nazca (Hsu, 1992; Macharé & Ortlieb 1992; Hampel, 2002), lo que permitió la formación de una discordancia angular de alcance regional y la posterior deposición de las facies continentales de la Formación Cañete y los depósitos aluviales, eluviales y eólicos holocenos.



Figura 5.7: Modelo deposicional de las facies posteriores a la discontinuidad PE0.0 pertenecientes a la Formación Pisco.

6. CONCLUSIONES

El límite interformacional entre las formaciones Chilcatay y Pisco se caracteriza como una superficie erosiva-irregular afectada por una gran diversidad y abundancia de trazas fósiles de tipo sustrato-controladas.

En las limolitas grisáceas de la parte superior de la Formación Chilcatay se reconocen las icnofacies de *Glossifungites*, caracterizadas por perforaciones en forma de gota de la icnoespecie *Gastrochaenolites lapidicus* y *G. ornatus* producidas por la acción de bivalvos perforadores posiblemente de las especies *Lithophaga* (Mytilidae), *Hiatella* (Hiatellidae), *Gastrochaena dubia* (Gastrochaenidae) o *Parapholas* (Pholadidae), además de la bioturbación de *Thalassinoides suevicus* y *Spongeliomorpha iberica*, resultado de la actividad excavadora de crustáceos decápodos. Estas icnofacies se desarrollaron sobre una superficie estable, cohesiva y parcialmente deshidratada denominada *firmground*.

La icnofacies de *Trypanites* en cambio, se halla principalmente en los clastos que se encuentran en las facies de conglomerado fosfático, las que se sitúan sobre las limolitas grisáceas bioturbadas, caracterizadas como perforaciones subsuperficiales, en forma de gota, formas cilíndricas alargadas, rectas y curvas. El icnogénero *Gastrochaenolites* representa la mayor icnoabundancia, se distinguen *G. lapidicus*, *turbinatus*, *torpedo* y *ornatus*, *Trypanites* isp., *Caulostrepsis cretácea*, *Maeandropolydora* isp. y *Entobia* isp. Esta icnofacies es el producto de la intensa actividad de bivalvos litófagos, gusanos poliquetos sipuncúlidos y espiónidos, y la actividad perforadora de esponjas endolíticas. Esta icnofacies es característica de sustratos duros, bien cementados y litificados, denominados *hardground*. Las perforaciones suelen cortarse, solaparse y estar levemente truncadas, lo que sugiere que algunos clastos sufrieron sucesivos eventos de colonización y erosión.

Debido a la distribución lateral de facies en la superficie límite, se observa una gradación parcial de icnofacies de *Glossifungites* a *Trypanites* lo que indica una litificación y consolidación parcial del sustrato.

La superficie de discontinuidad PE0.0 se formó debido a una importante regresión forzada cerca de los 17 Ma y una sobrepuesta transgresión (superficie ravinamiento) que erosiona y elimina el registro de facies progradantes formadas en un contexto regresivo y la formación de cualquier superficie de discontinuidad previa. Las bajas tasas de sedimentación fueron

aprovechadas por los organismos anteriormente mencionados, quienes colonizaron la zona de playa y el frente de playa.

Posterior a este momento de no sedimentación o de erosión, tuvo lugar el último gran evento transgresivo en la cuenca con el depósito de la Formación Pisco. Esta unidad presenta un conglomerado basal fosfático sobreyacido por potentes capas de areniscas masivas, que se intercalan con areniscas bioclásticas y areniscas carbonáticas en la parte inferior y media, y limolitas y limolitas diatomáceas en la parte superior de la formación. Finalmente, durante el Plioceno ocurrió una importante inversión y el cierre de la cuenca, debido a un rápido levantamiento asociado a los procesos de subducción de la Dorsal de Nazca.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-FATTAH, Z.A.; GRINGAS, M.K.; CALDWELL, M.W.; PEMBERTON, S.G. & MACEACHERN, J.A. 2016. The *Glossifungites* ichnofacies and sequence stratigraphic analysis: a case study from middle to upper Eocene successions in fayum, Egypt. *Ichnos*. Vol. **23**, (3-4): 157-179.
- ABRANTES, F. 2000. 200.000 Yr Diatom records from Atlantic upwelling sites reveal maximum productivity during LGM and a shift in phytoplankton community structure at 185000 Yr. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **176**, (1): 7-16.
- ABREU, V.S. & ANDERSON, J.B. 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. **82**, (7): 1385-1400.
- ADAMS, J. L. 1906. Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. *Boletín del Cuerpo Ingeniería de Minas del Perú*. Vol. **45**: 1-61.
- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Routledge: 110 pp. London.
- ALLEN, M.R.; DUNBAR, R.B.; MARTY, R.C. & BAKER, P.A. 1987. Neogene phosphorites, Pisco and Sechura basins. *Geological Society American Annual Meeting, Abstract with Program in Peru*. Vol. **19**: 91-111.
- ALLISON, P.A.; SMITH, C.R.; KUKERT, H.; DEMING, J.W. & BENNET B.A. 1991. Deep-water taphonomy of vertebrate carcasses: A whale skeleton in the bathyal Santa Catalina basin. *Paleobiology*. Vol. **17**, (1): 78-89.

- AZALGARA, C. 1994. Structural evolution of the offshore forearc basin of Peru, including the Salaverry, Trujillo, Lima, West Pisco and East Pisco basins. Master Thesis. Rice University. 179 pp. USA.
- BANN, K.L.; FIELDING, C.R.; MACEACHERN; J.A. & TYE, S.C. 2004. Differentiation of estuarine and offshore marine deposits using integrated ichnology and sedimentology: Permian Pebbly Beach Formation, Sydney basin, Australia. *Geological Society*, Vol. **228**: 179-212.
- BELAÚSTEGUI, Z. 2013. Estudio icnológico y tafonómico del Mioceno marino de la cuenca de El Camp de Tarragona (NE España). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona: 212 pp. Barcelona.
- BELAÚSTEGUI, Z.; EKDALE, A.A.; DOMÈNECH, R.; MARTINELL, J.; ROYO-TORRES, R.; VERDÚ, F.J. & ALCALÁ, L. 2014. Icnofacies de *Glossifungites* en el Mioceno de Alcoy (SE España). *XXX Jornadas de Paleontología de la Sociedad Española de Paleontología*. Vol. **24**: 29-32.
- BELAÚSTEGUI, Z.; MUÑIZ, F.; NEBELSICK J.H.; DOMÈNECH R. & MARTINELL, J. 2017. Echinoderm ichnology: bioturbation, bioerosion and related processes. *Journal of Paleontology*. Vol. **91**, (4): 643-661.
- BELIA, E.R. & NICK K.E. 2016. Early Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy from low-latitude, Pisco basin, Peru. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. **48**, (4).
- BELLIDO BRAVO, E. & GUEVARA, C. 1963. Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombon y Clemesi: Hojas 35-S y 35-T. *Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico*.: 92 pp.
- BELLIDO BRAVO, E. & NARVAEZ, S. 1960. Geología del cuadrángulo de Atico (Hoja 33), Perú. *Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico*. Vol. **2**: 66 pp.

- BENNER, J.S.; EKDALE, A.A. & DE GIBERT, J.M. 2004. Macroborings (*Gastrochaenolites*) in Lower Ordovician hardgrounds of Utah: sedimentologic, paleoecologic, and evolutionary implications. *Palaios*. Vol. **19**, (6): 543-550.
- BERTLING, M.; BRADDY, S.J.; BROMLEY, R.G.; DEMATHIEU, G.R.; GENISE, J.; MIKULÁS, R.; NIELSEN, J.K.; NIELSEN, S.S.; RINDSBERG, A.K. & SCHLIRF, M. 2006. Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*. Vol. **39**, (3): 265-286.
- BIANUCCI, G.; LAMBERT, O. & POST, K. 2010. High concentration of long-snouted beaked whales (Genus *Messapicetus*) from the Miocene of Peru. *Palaeontology*. Vol. **53**, (5): 1077-1098.
- BIANUCCI, G.; DI CELMA, C.; LANDINI, W.; POST, K.; TINELLI, C.; DE MUIZON, C.; GARIBOLDI, K.; MALINVERNO, E.; CANTALAMESSA, G.; GIONCADA, A.; COLLARETA, A.; GISMONDI, R.S.; VARAS-MALCA, R.; URBINA, M. & LAMBERT, O. 2016. Distribution of fossil marine vertebrates in Cerro Colorado, the type locality of the giant raptorial sperm whale *Livyatan Melvillei* (Miocene, Pisco Formation, Peru). *Journal of Maps*. Vol. **12**, (3): 543-557.
- BOTTJER, D.J. & DORSER, M.L. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *Palaios*. Vol. **6**, (3): 199-205.
- BRAND, L.R.; ESPERANTE, R.; CHADWICK, A.V.; POMA, O.P. & ALOMÍA, M. 2004. Fossil whale preservation implies high diatom accumulation rate in the Miocene-Pliocene Pisco Formation of Peru. *Geology*. Vol. **32**, (2): 165-168.
- BRAND, L.R.; URBINA, M.; CHADWICK, A.; DE VRIES, T.J. & ESPERANTE, R. 2011. A High resolution stratigraphic framework for the remarkable fossil cetacean assemblage of the Miocene/Pliocene Pisco Formation, Peru. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **31**, (4): 414-425.

- BROMLEY, R.G. 1975. Comparative analysis of fossil and recent echinoid bioerosion. *Palaeontology*. Vol. **18**, (4): 725-739.
- BROMLEY, R.G. 1990. Trace fossils; biology and taphonomy. Unwin Hyman: 280 pp. London.
- BROMLEY, R.G. 1992. Bioerosion: eating rocks for fun and profit. *Short Courses in Paleontology*. Vol. **5**: 121-129.
- BROMLEY, R.G. 1994. The palaeoecology of bioerosion. In: Donovan S.K. (ed.). *The palaeobiology of trace fossils*. JohnWiley & Sons: 134-154 pp. London.
- BROMLEY, R.G. 1996. Trace fossils: biology, taphonomy and applications. Chapman & Hall: 361 pp. London.
- BROMLEY, R.G. 2004. A stratigraphy of marine bioerosion. *Geological Society Special Publications*. Vol. **228**, (1): 455-479.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1993. Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*. Vol. **82**, (2): 276-280.
- BROMLEY, R.G. & D'ALESSANDRO, A. 1983. Bioerosion in the Pleistocene of southern Italy: ichnogenera *Caulostrepsis* and *Maeandropolydora*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. Vol. **89**, (2): 283-309.
- BROMLEY, R.G. & D'ALESSANDRO, A. 1984. The ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of southern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. Vol. **90**, (2): 227-296.

- BROMLEY, R.G. & FREY, R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. Vol. **23**, (3-4): 311-335.
- BROMLEY, R.G.; PEMBERTON, S.G. & RAHMANI, R.A. 1984. A Cretaceous woodground: The *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*. Vol. **58**, (2): 488-498.
- BRONN, H.G. 1938. Oder abbildungen und beschreibungen der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten versteinerungen. *Lethaea geognostica*. Vol. **2**: 545-1350.
- BRULAND, R.W.; RUE, E.L.; SMITH, G.J. & DITULLIO, G.R. 2005. Iron, macronutrients and diatom blooms in the Peru upwelling regime: brown and blue waters of Peru. *Marine Chemistry*. Vol. **93**, (2-4): 81-103.
- BUATOIS, L.A. & ENCINAS, A. La icnofacies de *Glossifungites* en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: su significado estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 2006, Vol. **43**, (1): 3-9.
- BUATOIS, L.A. & ENCINAS, A. 2011. Ichnology, sequence stratigraphy and depositional evolution of an Upper Cretaceous rocky shoreline in central Chile: bioerosion structures in a transgressed metamorphic basement. *Cretaceous Research*. Vol. **32**, (2): 203-212.
- BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. 1996. Icnología de ambientes continentales: problemas y perspectivas. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*. Vol. **4**, (1). 5-30.
- BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. 2011. Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press: 358 pp. Cambridge.

- BUATOIS, L.A.; MÁNGANO, M.G. & ACEÑOLAZA, F.G. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio: 382 pp. Trelew, Argentina.
- BUATOIS, L.A.; GRINGAS, M.K.; MACEACHERN, J.; MÁNGANO, M.G.; ZONNEVELD, J.P.; PEMBERTON, S.G.; NETTO, R.G. & MARTIN, A. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace-Fossil record. *Palaios*. Vol. **20**, (4): 321-347.
- CALDAS, V.J. 1978. Geología del Cuadrángulo de San Juan, Acarí y Yauca 31-m, 31-n, 32-n. *Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú*. Vol. **30**. 87 pp.
- CALZADA, S. 1981. Revisión del icnogénero *Spongeliomorpha iberica* Saporta, 1887 (Mioceno de Alcoy, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*. Vol. **79**, (3-4): 189-195.
- CARMONA, N.B.; PONCE, J.J.; MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. 2006. Variabilidad de la icnofacies de *Glossifungites* en el contacto entre las formaciones Sarmiento (Eoceno Medio- Mioceno Temprano) y Chenque (Mioceno Temprano) en el Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. *Ameghiniana*. Vol. **43**, (2): 413-425.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*. Vol. **62**, (3-4): 187-228.
- CATUNEANU, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier: 369 pp. Amsterdam.
- CATUNEANU, O. & ZECCHIN, M. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: controls on sequence development. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. **39**, (1): 26-38.

- CHAMBERLAIN, C.K. (1971). Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita Mountains, southeast Oklahoma. *Journal of Paleontology*. Vol. **45**: 212-246.
- CLARKE, J.M. 1908. The Beginnings of Dependent Life. New York State Education Department: 28 pp. New York.
- COXALL, H.K.; WILSON, P.A.; PÄLIKE, H.; LEAR, C.H. & BACKMAN, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*. Vol. **433**, (7021): 53-57.
- D’ALESSANDRO, A. & BROMLEY, R.G. 1987. Meniscate trace fossils and the *Muensteria-Taenidium* problem. *Palaeontology*. Vol. **30**: 743-763.
- D’ALESSANDRO, A. & BROMLEY, R.G. 1995. A new Ichnospecies of *Spongeliomorpha* from the Pleistocene of Sicily. *Journal of Paleontology*. Vol. **56**, (4): 558-559.
- DASGUPTA, S. & BUATOIS, L.A. 2012. Unusual occurrence and stratigraphic significance of the *Glossifungites* ichnofacies in a submarine paleo-canyon: example from a Pliocene shelf-Edge Delta, southeast Trinidad. *Sedimentary Geology*. Vol. **269**: 69-77.
- DASGUPA, S. & BUATOIS, L.A. 2015. High-frequency stacking pattern and stages of canyon/gully evolution across a forced regressive shelf-edge delta-front. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. **68**: 40-53.
- DÁVILA, D. 1989. Estratigrafía cenozoica del valle del Río Grande, cuenca de Pisco, Perú. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **80**: 65-76.
- DÁVILA, M.F. 1993. Geología de los cuadrángulos Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **47**. 70 pp.

- DE SAPORTA, G. 1887. Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *Bulletin de la Société Géologique du France*. Vol. **15**: 286-302.
- DEVRIES, T.J. 1998. Oligocene deposition and Cenozoic sequence boundaries in the Pisco Basin (Peru). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **11**, (3): 217-231.
- DEVRIES, T.J. 2001. Molluscan evidence for an Oligocene-Miocene age of 'Paracas' beds in southern Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **92**: 57-65.
- DEVRIES, T.J. 2004. Eocene Mollusks from the Pisco Basin (southern Peru): Evidence for re-evaluating the age of the Otuma Formation. *XII Congreso Peruano de Geología*: 436-439. Perú.
- DEVRIES, T.J. 2008. Cenozoic *Nacella* (Patellogastropoda: Nacellidae) from Peru and Chile: filling in the gaps. *Veliger*. Vol. **50**: 263-268.
- DEVRIES, T.J. 2017. Eocene stratigraphy and depositional history near Puerto Caballas (East Pisco Basin, Peru). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **112**: 39-52.
- DEVRIES, T.J. & JUD, N.A. 2018. Lithofacies patterns and paleogeography of the Miocene Chilcatay and lower Pisco depositional sequences (East Pisco basin, Peru). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **8**: 124-167.
- DEVRIES, T.J.; NARVÁEZ, Y.; SANFILIPPO, A.; MALUMIAN, N. & TAPIA, P. 2006. New microfossil evidence for a Late Eocene age of the Otuma Formation (Southern Peru). *XIII Congreso Peruano de Geología*: 615-618.
- DI CELMA, C.; MALINVERNO, E.; BOSIO, G.; COLLARETA, A.; GARIBOLDI, K.; GIONCADA, A.; MOLLI, G.; BASSO, D.; VARAS, R.M. & PIERANTONI, P.P. 2017. Sequence stratigraphy and paleontology of the Upper Miocene Pisco Formation along the western side of the lower Ica Valley (Ica Desert, Peru). Vol. **123**, (2): 255-273.

- DI CELMA, C.; MALINVERNO, E.; BOSIO, G.; GARIBOLDI, K.; COLLARETA, A.; GIONCADA, A.; LANDINI, W.; PIERANTONI, P.P. & BIANUCCI, G. 2018. Intraformational unconformities as a record of Late Miocene eustatic falls of sea level in the Pisco Formation (Southern Peru). *Journal of Maps*. Vol. **14**, (2): 607-619.
- DI CELMA, C.; MALINVERNO E.; CANTALAMESSA, G.; GIANCADA, A.; BOSIO, G., VILLA, I.G.; GARIBOLDI, K.; RUSTICHELLI, A.; PIERANTONI, P.P. & LANDINI, W. 2015. Stratigraphic framework of the Late Miocene Pisco Formation at Cerro Los Quesos (Ica Desert, Peru). *Journal of Maps*. Vol. **12**, (5): 1020-1028.
- DI CELMA, C.; MALVERNO, E.; GARIBOLDI, K.; GIONCADA, A.; RUSTICHELLI, A.; PIERANTONI, P.P.; LANDINI, W.; BOSIO, G.; TINELLI, C. & BIANUCCI, G. 2016. Stratigraphic framework of the Late Miocene to Pliocene Pisco Formation at Cerro Colorado (Ica Desert, Peru). *Journal of Maps*. Vol. **12**, (3): 515-529.
- DOMÉNECH, R.; DE GIBERT, J.M. & MARTINELL, J. 2001. Ichnological features of a marine transgression: Middle Miocene rocky shores of Tarragona, Spain. *Geobios*. Vol. **34**, (1): 99- 107.
- DOMÉNECH, R.; MARTINELL, J. & DE PORTA J. 2008. Bioerosión por poliquetos espionidos (Polychaeta, Spionidae) en moluscos marinos del Cuaternario caribeño de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. Vol. **32**, (124): 412- 419.
- DROSER, M.L.& BOTTJER, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **56**, (4): 558-559.
- DUNBAR, R.B. & BAKER, P.A. 1988. Cenozoic geology of the Pisco Basin, Peru. *Internacional Geological Correlation Programme (IGCP), Guidebook*. Vol. **25**: 1-154.

- DUNBAR, R.B.; MARTY, R.C. & BAKER, P.A. 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **77**, (3-4): 235-261.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **1**: 108-121.
- EHRENBERG, K. 1944. Ergänzende bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von burgschleinitz beschriebenen gangkernen und bauten dekapoder krebse. *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **23**, (3-4): 354-359.
- EKDALE, A.A. 1985. Paleoeecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **50**, (1): 63-81.
- EKDALE, A.A. & DE GIBERT, J.M. 2010. Paleoethologic significance of bioglyphs: fingerprints of the subterraneans. *Palaios*. Vol. **25**, (8): 540-545.
- EKDALE, A.A.; BROMLEY, R.G. PEMBERTON, S.G. 1984. Ichnology-trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Vol. **15**: 108-141.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. Vol. **19**, (4): 730-781.
- ESPERANTE, R. & POMA, O. 2015. Taphonomy and palaeopathology of two mysticete whales, Upper Miocene Pisco Formation, Peru. *Spanish Journal of Palaeontology*. Vol. **30**, (1): 1-14.

- ESPERANTE, R.; BRAND, L.R.; CHADWICK, A.V. & POMA, O.P. 2015. Taphonomy and paleoenvironmental conditions of deposition of fossil whales in the diatomaceous sediments of the Miocene/Pliocene Pisco Formation, southern Peru- A new fossil-lagerstätte. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **417**: 337-370.
- FERNÁNDEZ, M. 1993. Geología de los cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*. Vol. **47**: 1-62.
- FERRER, O. & DE GIBERT, J.M. 2005. Presencia de *Teredolites* en la Formación Arcillas de Morella (Cretácico Inferior, Castellón). *Revista Española de Paleontología*. Vol. **10**: 39-47.
- FÖLLMI, K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*. Vol. **40**: 55-124.
- FOSTER, C.; SAVRDA, C.E.; DEMETZ, E. & SANDLIN, W. 2020. Firmground crustacean burrow systems (*Glossifungites* ichnofacies) in marine shelf deposits, Paleocene Clayton Formation, Alabama, USA. *Lethaia*. Vol. **53**, (4): 500-514.
- FREY, R.W. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **43**, (1): 6-19.
- FREY, R.W. 1975. The realm of ichnology, its strengths and limitations. Springer: 13-38. Heidelberg, Berlin.
- FREY, R.W. & HOWARD, J.D. 1985. Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. *Journal of Paleontology*. Vol. **64**: 370-404.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. 1984. Trace fossil facies models. In: R. G. Walker, Facies Models. *Geoscience Canada*. Vol. **2**: 189-207.

- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. I. approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. Vol. **33**, (1): 72-115.
- FREY, R.W. & SEILACHER, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*. Vol. **13**, (3): 183-207.
- FREY, R.W. & WHEATCROFT, R.A. 1989. Organism-substrate relations and their impact on sedimentary petrology. *Journal of Geological Education*. Vol. **37**, (4): 261-279.
- FREY, R.W., PEMBERTON, S.G. & SAUNDERS, T.D.A. (1990). Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Journal of Paleontology*. Vol. **64**: 155-158.
- FROELICH, P.N. 1988. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: a primer on the phosphate buffer mechanism. *Limnology and Oceanography*. Vol. **33**: 649-668.
- GÁMEZ-VINTANED, J. A. & LIÑAN, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*. Vol. **11**, (2): 155-176.
- GARIBOLDI, K; BOSIO, G.; MALINVERNO, E.; GIONCADA, A. DI CELMA, C.; VILLA, I.M.; URBINA, M. & BIANUCCI, G. 2017. Biostratigraphy, geochronology and sedimentation rates of the Upper Miocene Pisco Formation at two important marine vertebrate fossil-bearing sites of southern Peru. *Newsletters on Stratigraphy*. Vol. **50**, (4): 417-444.
- GARRISON, R. 1992. Neogene phosphogenesis along the eastern margin of the Pacific ocean. *Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica*. Vol. **19**, (37): 75-84.

- GARRISON, R.E. & KASTNER, M. 1990. Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru margin during ODP Leg 112 in *Proceedings of the Ocean Drilling Program ODP, Scientific Results*. Vol. **112**: 111-134.
- GENISE, J.E. & BOWN, T.M. 1994. New trace fossils of termites (insecta: isoptera) from the Late Eocene-early Miocene of Egypt, and the reconstruction of ancient isopteran social behavior. *Ichnos*. Vol. **3**, (3): 155-183.
- GENISE, J.F.; MELCHOR, R.N.; BELLOSI, E.S.; GONZÁLEZ, M.G. & KRAUSE, M. 2007. New insect pupation Chambers (pupichnia) from the Upper Cretaceous of Patagonia. *Cretaceous Research*. Vol. **28**, (3): 545-559.
- GIBERT, J. M. & MARTINELL, J. 1996. Trace fossil assemblages and their palaeoenvironmental significance in the Pliocene marginal marine deposits of the Baix Ebre (Catalonia, NE Spain). *Géologie Méditerranéenne*. Vol. **23**, (3): 211-225.
- GIBERT, J.M. & MARTINELL, J. 1998. El modelo de icnofacies, 30 años después. *Revista Española de Paleontología*. Vol. **13**, (2):167-174.
- GIBERT, J.M. & ROBLES, J.M. 2005. Firmground ichnofacies recording high-frequency marine flooding events (Langhian transgression, Vallès-Penedès Basin, Spain). *Geologica Acta*. Vol. **3**, (3): 295-305.
- GIBERT, J.M.; DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. *Lethaia*. Vol. **37**, (4): 429-437.
- GIBERT, J.M; MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1996. El Mioceno marino entre las playas de l'Arrabassada y El Miracle (Tarragona): aspectos paleontológicos e implicaciones sedimentológicas. *Acta Geológica Hispánica*. Vol. **29**, (2-4): 133-148.

- GIBERT, J.M.; MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1998. *Entobia* ichnofacies in fossil rocky shores, Lower Pliocene, northwestern Mediterranean. *Palaios*. Vol. **13**, (5): 476-487.
- GINGRAS, M.K., MACEACHERN, J.A. & PICKERILL, R.K. 2004. Modern perspectives on the *Teredolites* ichnofacies: observations from Willapa bay, Washington. *Palaios*. Vol. **19**, (1): 79-88.
- GINGRAS, M.K.; PEMBERTON, S.G. & SAUNDERS, T. 2000. Firmness profiles associated with tidal-creek deposits: the temporal significance of *Glossifungites* assemblages. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **70**, (5): 1017-1025.
- GINGRAS, M.K.; PEMBERTON, S.G.; SAUNDERS, T. 2001. Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness; their impact on modern *Glossifungites* trace assemblages at Willapa Bay, Washington. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **169**: 1-21.
- GINGRAS, M.K.; MACMILLAN, B.; BALCOM, B.J.; SAUNDERS, T. & PEMBERTON, S.G. 2002. Using magnetic resonance imaging and petrographic techniques to understand the textural attributes and porosity distribution in *Macaronichnus*-burrowed sandstone. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **72**, (4): 552-558.
- HAMPEL, A. 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **203**, (2): 665-679.
- HARZHAUSER, M.; DJURICIC, A.; MANDIC, O.; ZUSCHIN, M.; DORNINGER, P.; NOTHEGGER, C.; SZÉKELY, B.; PUTTONEN, E.; MOLNÁR, G. & PFEIFER, N. 2015. Disentangling the history of complex multi-phased shell beds based on the analysis of 3D point cloud data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **437**: 165-180.

- HAYWARD, B.W. 1976. Lower Miocene bathyal and submarine canyon ichnocoenoses from Northland, New Zealand. *Lethaia*. Vol. **9**: 149-162.
- HIRAKOSO, S. 2018. *Gastrochaenolites lapidicus* recognized from the Upper Pleistocene Kioroshi Formation, southern Inashiki Upland, Ibaraki Prefecture, central Japan. *Paleontological Society of Japan*. Vol. **72**, (2): 99-109.
- HUBBARD, S.; MACEACHERN, J.A. & BANN, K.L. 2012. Slope ichnology. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*. Vol. **64**: 607-642.
- HSU, J.T. 1992. Quaternary uplift of the peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quaternary International*. Vol. **15**: 87-97.
- IBARAKI, M. 1993. Eocene to Early Miocene planktonic foraminifera from the south of Paracas, central Peru. *Reports of Faculty of Science, Shizuoka University*. Vol. **27**: 77-93.
- INGALL, E.D. & VAN CAPPELLEN, P. 1990. Relation between sedimentation rate and burial of organic phosphorus and organic carbon in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **54**, (2): 373-386.
- KELLY, S.R.A. & BROMLEY, R.G. 1984. Ichnological, nomenclature or clavate borings. *Palaeontology*. Vol. **27**, (4): 793-807.
- KENNEDY, W.J. 1967. Burrows and surface traces from the lower chalk of southern England. *Bulletin British Museum Natural History (Geology)*. Vol. **15**: 125-167.
- KNAUST, D. 2018. The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1995. *Earth-Science Reviews*. Vol. **177**: 386-403.
- KNAUST, D. & BROMLEY, R.G. 2012. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Sedimentology*. Vol. **64**, (7): 1-924.

- LAMBERT, O.; BIANUCCI, O.G. & MUIZON, C. 2008. A new stem-sperm whale (Cetacea, Odontoceti, Physeteroidea) from the Latest Miocene of Peru. *Comptes Rendus Palevol.* Vol. **7**, (6): 361-369.
- LAMOND, R.E. TAPANILA, L. 2003. Embedment cavities in lacustrine stromatolites: evidence of animal interactions from Cenozoic carbonates in U.S.A. and Kenya. *Palaios* Vol. **18**, (4- 5): 445-453.
- LEAR, C.H.; BAILEY, T.R.; PEARSON, P.N.; COXALL, H.K. & ROSENTHAL, Y. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology.* Vol. **36**, (3): 251-254.
- LECAROS, L.; RICARDO, W. & TORRES, V.R. 2003. Memoria descriptiva de la revisión y actualización de los cuadrángulos de Punta Grande (29-k), Ica (29-l), Lomitas (30-l), Palpa (30-m), San Juan (31-m), Acarí (31-n) y Yauca (32-n). Escala 1: 100 000. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*: 1-224.
- LEDESMA-VÁZQUEZ, J. & JOHNSON, M.E. 1994. Late Pliocene abrasion platform from the Cantil Costero Formation of Baja California. *Ciencias Marinas.* Vol. **20**, (2): 139-157.
- LEÓN, W.; PALACIOS, O.; VARGAS, L. & SANCHEZ, A. 2000. Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Perú (1999): Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. *Carta Geológica Nacional, Boletín.* Vol. **136**. 78 pp.
- LEÓN, W.; ALEMAN, A.; TORRES, V.; ROSELL, W. & DE LA CRUZ, O. 2008. Estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica de la cuenca Pisco Oriental. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.* Vol. **53**, (9): 1689-1699.
- LEYMERIE, M. A. 1842. Suite du mémoire sur le terrain Crétacé du departement de l'Aube, 2ème Partie. *Mémoires de la Société Géologique de France, 1ère Série.* Vol. **5**: 1-34.

- MACEACHERN, J.A.; RAYCHAUDHURI, I. & PEMBERTON, S.G. 1992. Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record, the application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. *Geological Society*. Vol. **228**, (15): 7-178.
- MACEACHERN, J.A.; PEMBERTON, S.G.; GRINGRAS, M.K.; BANN, K.L. & DAFOE, L.T. 2007. Uses of trace fossils in genetic stratigraphy. Elsevier: 134 pp. Amsterdam.
- MACHARÉ, J. 1987. La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales. Tesis Doctoral. Université de Paris: 391 pp. France.
- MACHARÉ, J. & ORTLIEB, L. 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics*. Vol. **205**, (1-3): 97-108.
- MÄGDEFRAU, K. 1932. Über einige bohrgänge aus dem unteren Muschelkalk von Jena. *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **14**, (3): 150-160.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L. 2016. The trace-fossil record of major evolutionary events. Volume 1: Precambrian and Paleozoic. Springer: 358 pp. Holland.
- MAROCCO, R. & MUIZON, C. 1988. Los vertebrados del Neógeno de la costa sur del Perú: ambiente sedimentario y condiciones de fosilización. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*. Vol. **17**, (2): 105-117.
- MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1995. Bioerosive structures on the Pliocene rocky shores of Catalonia (Spain). *Revista Española de Paleontología*, Vol. **10**: 37-44.
- MARTÍNEZ-PARDO, R., 1990. Mayor Neogene events of the Southeastern Pacific: The Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **77**: 263-278.

- MARTINSSON, A. 1970. Toponomy of trace fossils. *Geological Journal Special Issue*. Vol. **3**: 323-330.
- MARTY, R.C. 1989. Stratigraphy and chemical sedimentology of Cenozoic biogenic sediments from the Pisco and Sechura basins, Peru. Thesis Doctoral. Rice University: 287 pp. Texas.
- MASUDA, K. 1968. Sandpipes penetrating igneous rocks in the environs of Sendai, Japan. *Palaeontological Society of Japan*. Vol. **72**: 351-362.
- MAYORAL A.E. & MUÑIZ F.G. 1996. La icnofacies de *Gnathichnus* en el sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología*. (48): 87-102.
- MENDIVIL, S. 1977. Estratigrafía sedimentaria y volcánica del Terciario en la faja costanera del sur del Perú. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín: 144 pp. Perú.
- MIKULÁS, R.; NEMECKOVA, M. & ADAMOVIC, J. 2002. Bioerosion and bioturbation of a weathered metavolcanic rock (Cretaceous, Czech Republic). *Acta Geológica Hispánica*. Vol. **37**, (1): 21-27.
- MILLER, W. 2007. Trace fossils: concepts, problems and prospect. Elsevier: 621 pp. London.
- MILLER, K.G.; MICHELLE, A.K.; BROWNING, J.V.; WRIGHT, J.D.; MOUNTAIN, G.S.; KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J.; CRAMER, B.S.; BLICK, N.C. & PEKAR, S.F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*. Vol. **310**, (57-52): 1293-1298.
- MUIZON, C. & DEVRIES, T.J. 1985. Geology and paleontology of Late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geologische Rundschau*. Vol. **74**, (3): 547-563.

- MUÑIZ, F. 1998. Paleoicnología del Neógeno Superior en el sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva). Tesis de grado. Universidad de Huelva: 198 pp. España.
- MUÑIZ, F. 2001. El icnogénero *Spongeliomorpha* en el Neógeno Superior de la cuenca del Gaudalquivir (Área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). *Revista Española de Paleontología*. Vol. **16** (1): 115-130.
- MUÑIZ, F.; DE GIBERT & ESPERANTE, R. 2010. First trace-fossil evidence of bone-eating worms in whale carcasses. *Palaios*. Vol. **25**, (4): 269-273.
- MUÑIZ, F.; ESPERANTE, R. & POMA, O. 2011. La icnoespecie *Gyrolithes vidali* Mayoral 1986 en el Mioceno Superior de la Formación Pisco (Ica, Perú): implicaciones paleoambientales. *XXVII Jornadas de La Sociedad Española de Paleontología*.: 263-267. Barcelona.
- NAIMI, M.N.; VINN, O.; CHERIF, A. & BENYOUCEF, M. 2021. *Trypanites* and associated bivalve borings in an Upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria). *Proceedings of the Geologists' Association*.: 529-536.
- NEUMANN, C.A. & HEARTY, P.J. 1996. Rapid sea-level changes at the close of the last interglacial (substage 5e) recorded in Bahamian island geology. *Geology*. Vol. **24**, (9): 775-778.
- NEWELL, N.D. 1956. Reconocimiento geológico de la región Pisco-Nazca. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **30**: 261-295.
- NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and stratigraphy. Wiley-Blackwell: 432 pp. Oxford.

- NOBLE, D.C.; SÉBRIER, M; MEGARD, F. & MCKEE, E.H. 1985. Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters* Vol. **73**, (2-4): 345-349.
- PARHAM, J.F. & PYENSON, N.D. 2010. New sea turtle from the Miocene of Peru and the iterative evolution of feeding ecomorphologies since the Cretaceous. *Journal of Paleontology*. Vol. **84**, (2): 231-247.
- PEMBERTON, S.G. 1992. Applications of ichnology to petroleum exploration. In *SEPM Core Workshop. Society for Sedimentary Geology*. Vol. **17**. 141-167.
- PEMBERTON, S.G. & MACEACHERN, J.A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada. *AAPG Memoir*. Vol. **64**: 429-475.
- PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. & SAUNDERS, T.D.A. 1990. Trace fossils. In *Palaeobiology, a Synthesis*. D.E.G. Briggs and P.R. Crowther: 335-362 pp. Oxford, UK.
- PEMBERTON, S.G.; MACEACHERN, J.A. & SAUNDERS, T. 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **228**, (1): 29-62.
- PEMBERTON, S.G.; WAGONER, J.C. & WACH, G.D. 1992. Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. Applications of ichnology to petroleum exploration. *Society for Sedimentary Geology*. Vol. **17**: 339-382.
- PEMBERTON, S.G.; KOBLUK, D.R.; YEO, R.K. & RISK, M.J. 1980. The boring *Trypanites* at the Silurian-Devonian disconformity in southern Ontario. *Journal of Paleontology*. Vol. **54**: 1258-1266.

- PEMBERTON, S.G.; SPILA, M.; PULHAM, A.J.; SAUNDERS, T.; MACEACHERN, J.A.; ROBBINS, D. & SINCLAIR, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: *Geological Association of Canada. Short Course Notes*. Vol. **15**: 343 pp.
- PETERSEN, G. 1954. Informe preliminar sobre la geología de la faja costera del departamento de Ica. *Boletín Técnico Empresa Petrolera Fiscal*. Vol. **1**: 33-61.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag: 553 pp. New York.
- PICKERILL, R.A. 1994. Nomenclature and taxonomy of invertebrate trace fossils. *The Paleobiology of Trace Fossils*. John Wiley & Sons: 3-42 pp. Chichester.
- PISCIOTTO, K.A. & GARRISON, R.E. 1981. Lithofacies and depositional environments of the Monterey Formation, California. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*: 97-122.
- PLINT, A.G. & PICKERILL, R.K. 1985. Non-marine *Teredolites* from the Middle Eocene of southern England. *Lethaia*. Vol. **18**, (4): 341-347.
- QUIROZ, L., ROMERO, O. & DELGADO, A. 2018. Icnofacies sustrato-controladas, conglomerados intraformacionales y minerales autigénicos asociados a discontinuidades estratigráficas en la sucesión Aptiano-Campaniano del Valle Medio del Magdalena. In Colombia. *Abstract book of the IV Simposio Latinoamericano de Icnología: Santa Marta.*: 35-36.
- RIDE, W.D.J.L. (1999). International code of zoological nomenclature. *International Trust for Zoological Nomenclature.*: 306 pp. London.

- RIETH, A. 1932. Neue funde *Spongiomorphen fucoiden* aus dem jura Schwabens: mit einer zusammenfassenden übersicht ähnlicher gebilde aus Triassischen und Kretazischen schichten deutschlands. G. Fischer. Vol. **19**: 257- 294.
- RIVERA, R. 1957. Moluscos fósiles de la Formación Paracas, departamento de Ica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol **32**: 165-220.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. 2005. Fe-oxide spherules infilling *Thalassinoides* burrows at the Cretaceous-Paleogene (KP) boundary: evidence of a near-contemporaneous macrobenthic colonization during the KP event. *Geology*. Vol. **33**, (7): 585-588.
- RODRIGUEZ, María Fernanda. 2003. La icnofacies de *Glossifungites* en la Formación Salamanca, Paleoceno. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*. Vol. **9**, (1): 157-167.
- SAUNDERS, T.; PEMBERTON, S. G. 1987. Trace fossils and sedimentology of the Appaloosa Sandstone: Bearpaw-Horseshoe Canyon Formation Transition, Dorothy, Alberta. Field Trip Guidebook. *Edmonton Geology Society*: 1-104.
- SAVRDA, C.E. 1991. *Teredolites*, wood substrates, and sea-level dynamics. *Geology*. Vol. **19**, (9): 905-908.
- SCHOLLE, P.A & ULMER-SHOLLE, D.S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grain, textures, porosity, diagenesis, *American Association of Petroleum Geologist*. Vol. **77**: 1-486.
- SEILACHER, A. 1953. Studien zur palichnologie. I über die methoden der palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. Vol. **96**: 421-452.
- SEILACHER, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*. Vol. **3**, (3): 253-256.

- SEILACHER, A. 1967. Fossil behavior. *Scientific American*. Vol. **217**, (2): 72-83.
- SEILACHER, A. 2007. Trace fossil analysis. Springer Science & Business Media: 226 pp. Berlin.
- SHACKLETON, R.M.; RIES, A.C.; COWARD, M.P. & COBBOLD, P.R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society*. Vol. **136**, (2): 195-214.
- SIMPSON, S. 1957. On the trace fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal Geological Society of London*. Vol. **112**: 475-479.
- SOLER, P. & BONHMME, M.G. 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *Geological Society of America*. Vol. **241**: 173-192.
- TAYLOR, J.D. & WAY, K. 1976. Erosive activities chitons at Aldabra Atoll. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **46**, (4): 974-977.
- THORNBURG, T.M. & KULM, L.D. 1981. Sedimentary basins of the Peru continental margin: structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6 S to 16 S latitude. *Geological Society of America Memoir*. Vol. **154**: 393-422.
- UCHMAN, A & HANKEN, N.M. 2013. The new trace Fossil *Gyrolithes lorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a critical review of the *Gyrolithes* ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. **21**, (3): 312-322.
- UCHMAN, A.; KLEEMANN, K. & RATTAZZI, B. 2017. Macroborings, their tracemakers and nestlers in clasts of a fan delta: the Savignone Conglomerate (Lower Oligocene), northern Apennines, Italy. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. Vol. **283**, (1): 35-51.

- URBINA, M. & STUCCHI, M. 2005. Los cormoranes (aves: Phalacrocoracidae) del Mioplioceno de la Formación Pisco, Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. **99**: 41-49.
- VALLON, L.H. 2012. Digestichnia (Vialov, 1972). an almost forgotten ethological class for trace fossils. *Bulletin of New Mexico Museum of Natural History and Science*. Vol. **57**, (57): 131-135.
- VALLON, L.H.; RINDSBERG A.K.R. & BROMLEY, R.G. 2016. An updated classification of animal behaviour preserved in substrates. *Geodinámica*. Vol. **28**, (1-2): 5-20.
- VERDE, M.; UBILLA, M.; JIMENEZ, J.J. & GENISE, J.F. 2007. A new earth worm trace fossil from paleosols; aestivation chambers from the late Pleistocene Sopas Formation of Uruguay. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*. Vol **243**: 339-347.
- VILLEGAS-MARTÍN, J.; NETTO, R.G.; KERN, H.P. 2020. Differences between autogenic and allogenic expressions of the *Glossifungites* ichnofacies in estuarine and shoreface deposits from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Geological Journal*. Vol **55**, (10): 6974-6988.
- VIVEEN, W. & SCHLUNEGGER, F. 2018. Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic. *Tectonophysics*. Vol. **730**: 48–62.
- VOIGT, E. 1965. Über parasitische polychaeten in kreide-austern sowie einige andere in muschelschalen bohrende würmer. *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **39**, (3-4): 193-211.
- VOIGT, E. 1971. Fremdsulpturen an steinkernen von polychaeten-bohrgängen aus der maastrichter tuffkreide. *Paläontologische Zeitschrift*. Vol. **45**, (3-4): 144-153.
- WALKER, R.G. 1992. Facies models: Response to Sea-Level Change. Geological Association of Canada: 409 pp. Saint Johns.

- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*. Vol. **30**, (5): 377-392.
- WILSON, P.A. 1975. Potassium-argon age studies in Peru with particular reference to the chronology of emplacement of the Coastal Batholith. Doctoral Thesis. Liverpool University: 299 pp. United Kingdom.
- ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O. & CAFFAU, M. 2019. Wave-ravinement surfaces: classification and key characteristics. *Earth-Science Reviews*. Vol. **188**: 210-239.
- ZECCHIN, M.; CIVILE, D.; CAFFAU, M.; STURIALE, G. & RODA, C. 2011. Sequence stratigraphy in the context of rapid regional uplift and high-amplitude glacio-eustatic changes: the Pleistocene Cutro Terrace (Calabria, Southern Italy). *Sedimentology*. Vol. **58**, (2): 442-477.
- ZHANG, X.; LIU, J.; WANG, Y. & XU, H. 2020. The earliest known *Spongiomorpha* from the Lower Devonian of the northwestern Yangtze Platform, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **551**: 109-772.

8. ANEXOS

8.1. Columnas Estratigráficas

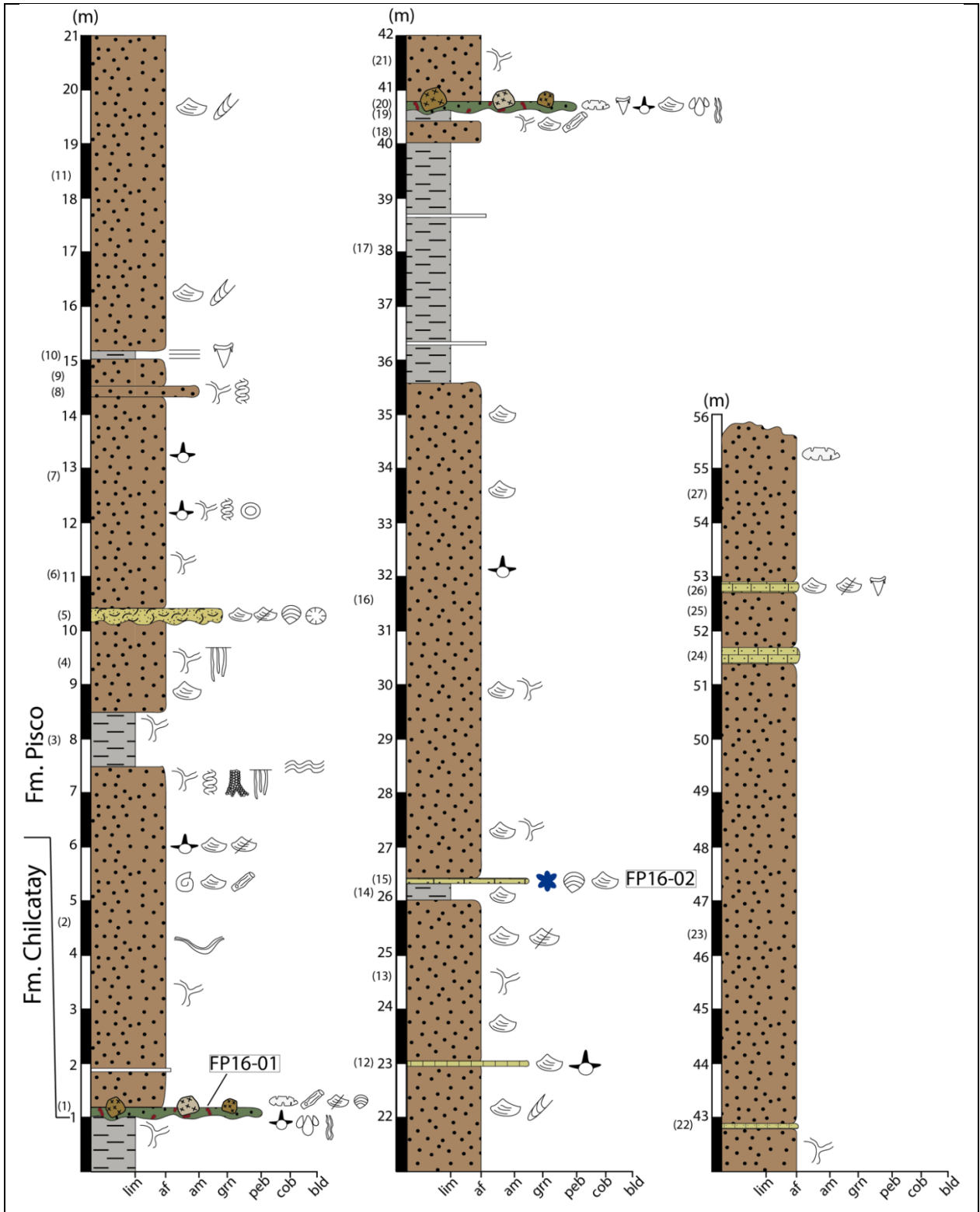


Figura 8.1: Sección estratigráfica 16RE-01 Tres Pirámides Este. En paréntesis número de tramo.

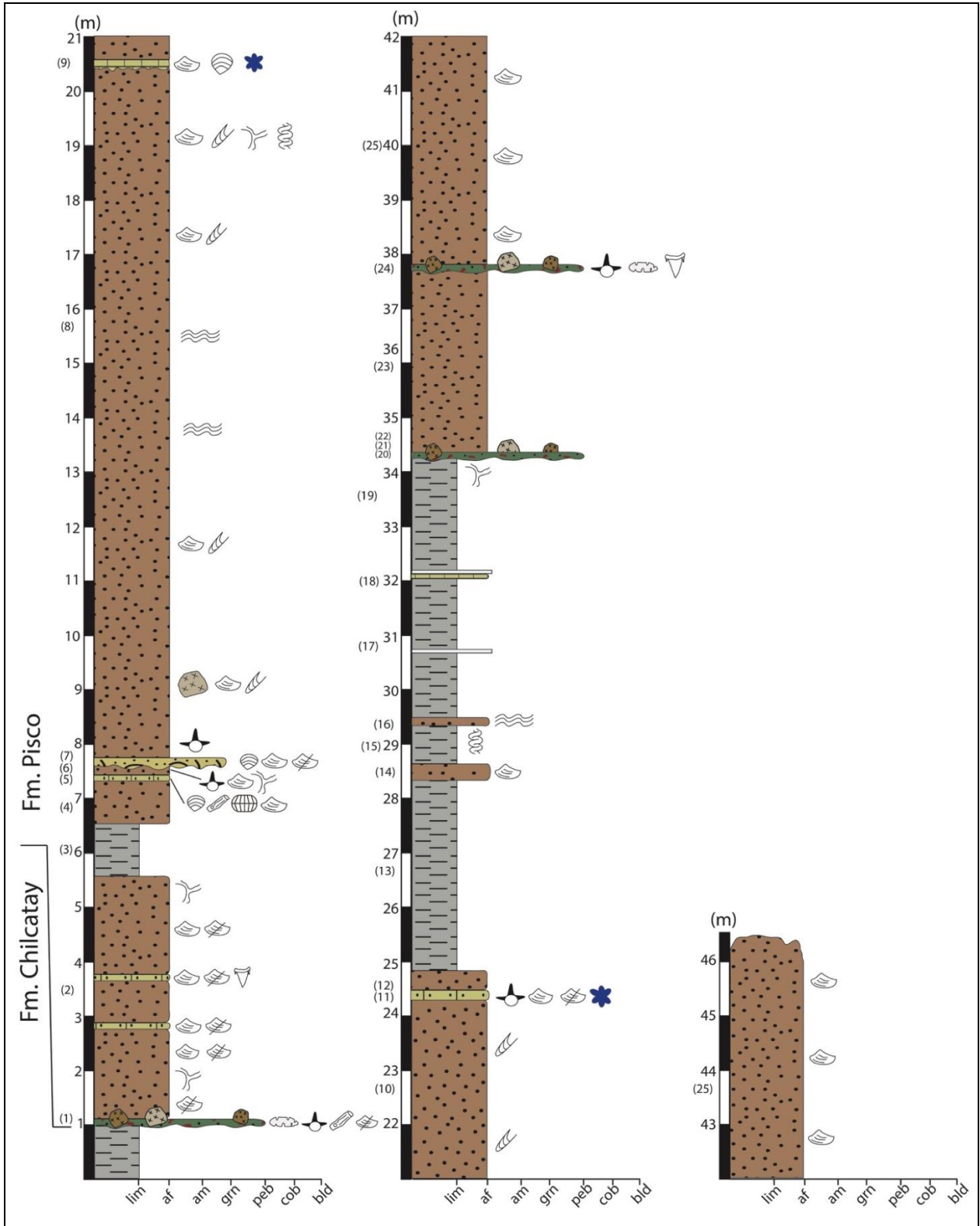


Figura 8.2: Sección estratigráfica 16RE-02 Tres Pirámides Sur

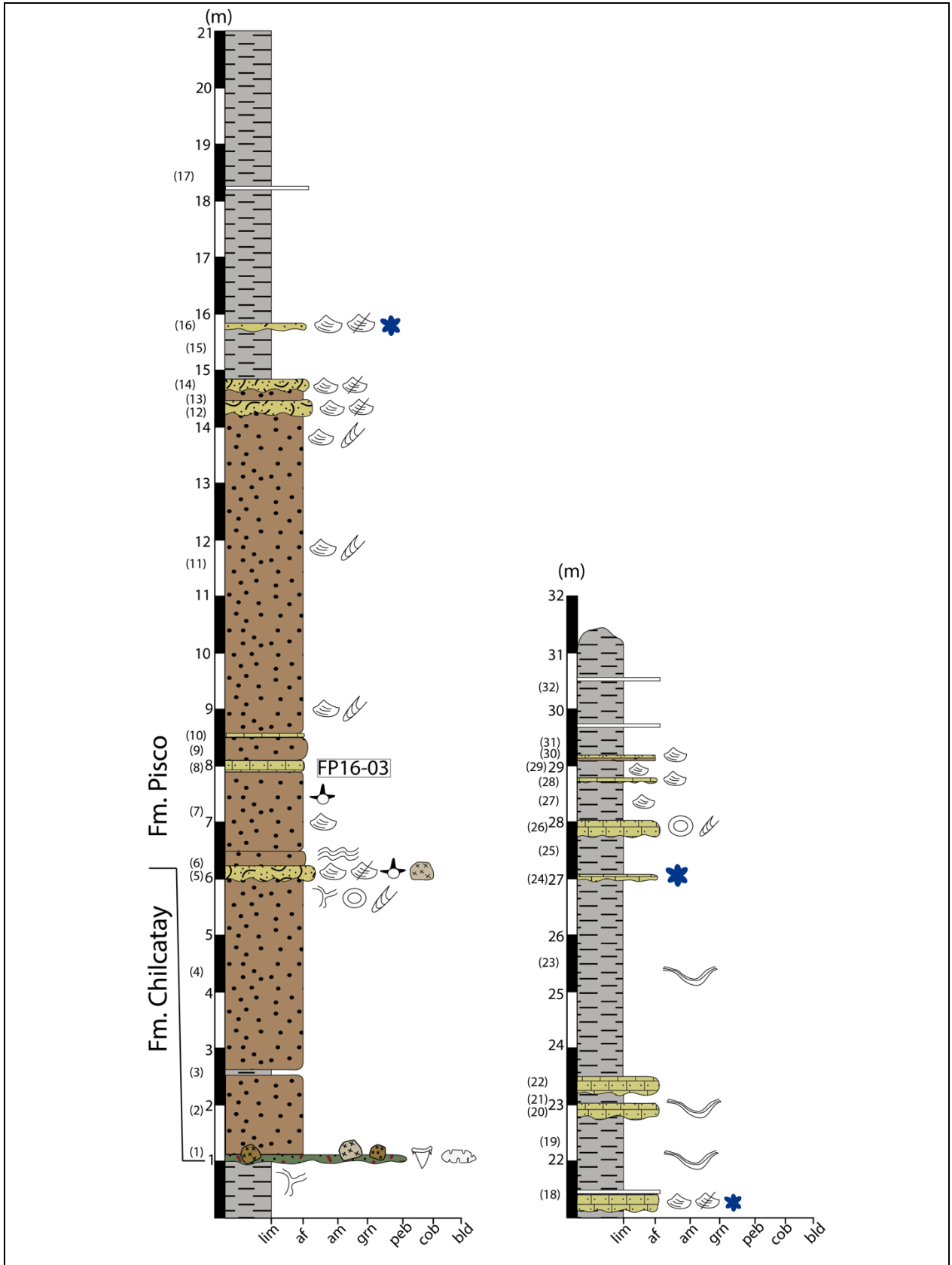


Figura 8.3: Sección estratigráfica 16RE-03 Tinajones Sur.

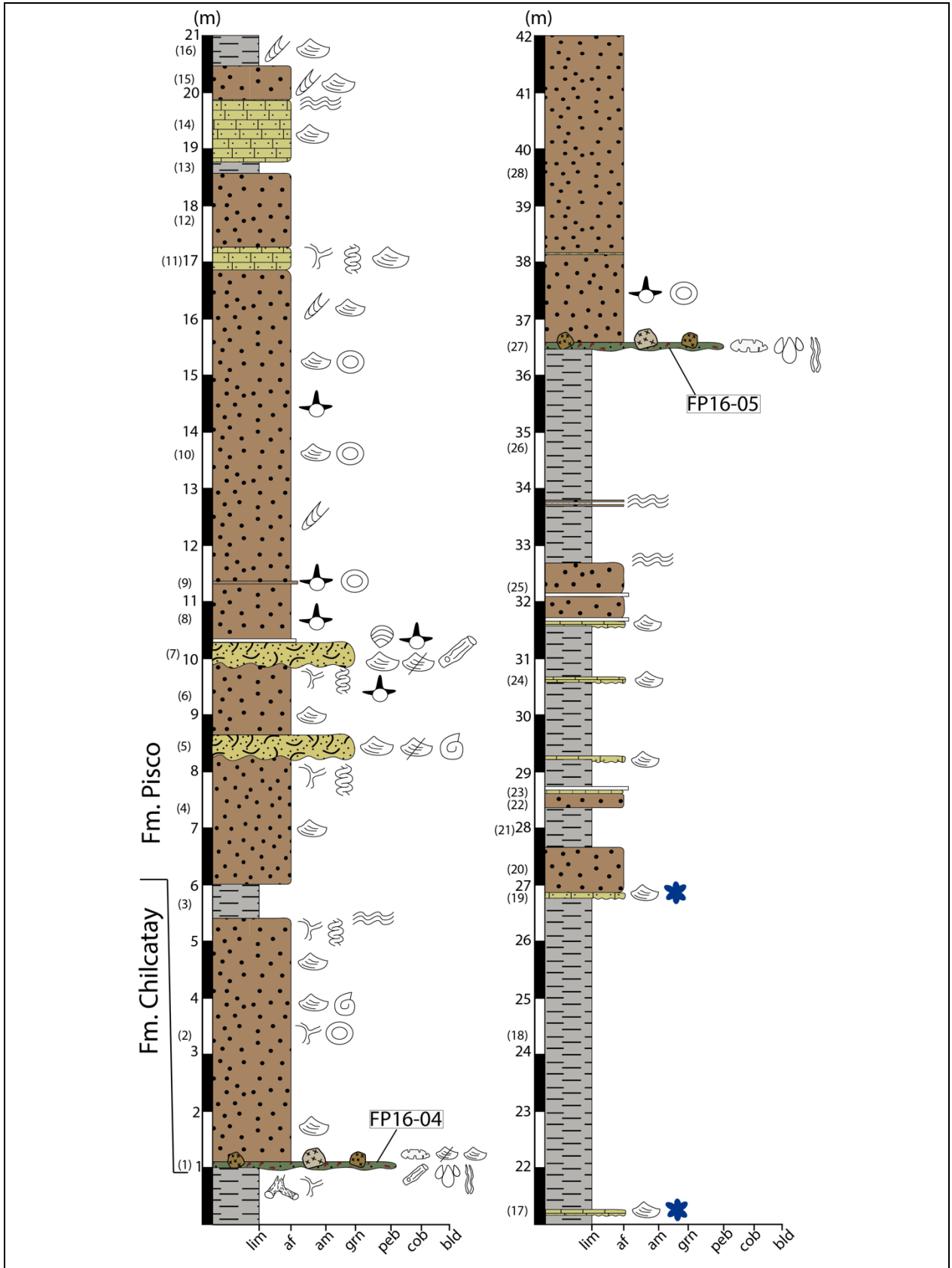


Figura 8.4: Sección estratigráfica 16RE-04 Tres Pirámides Oeste.

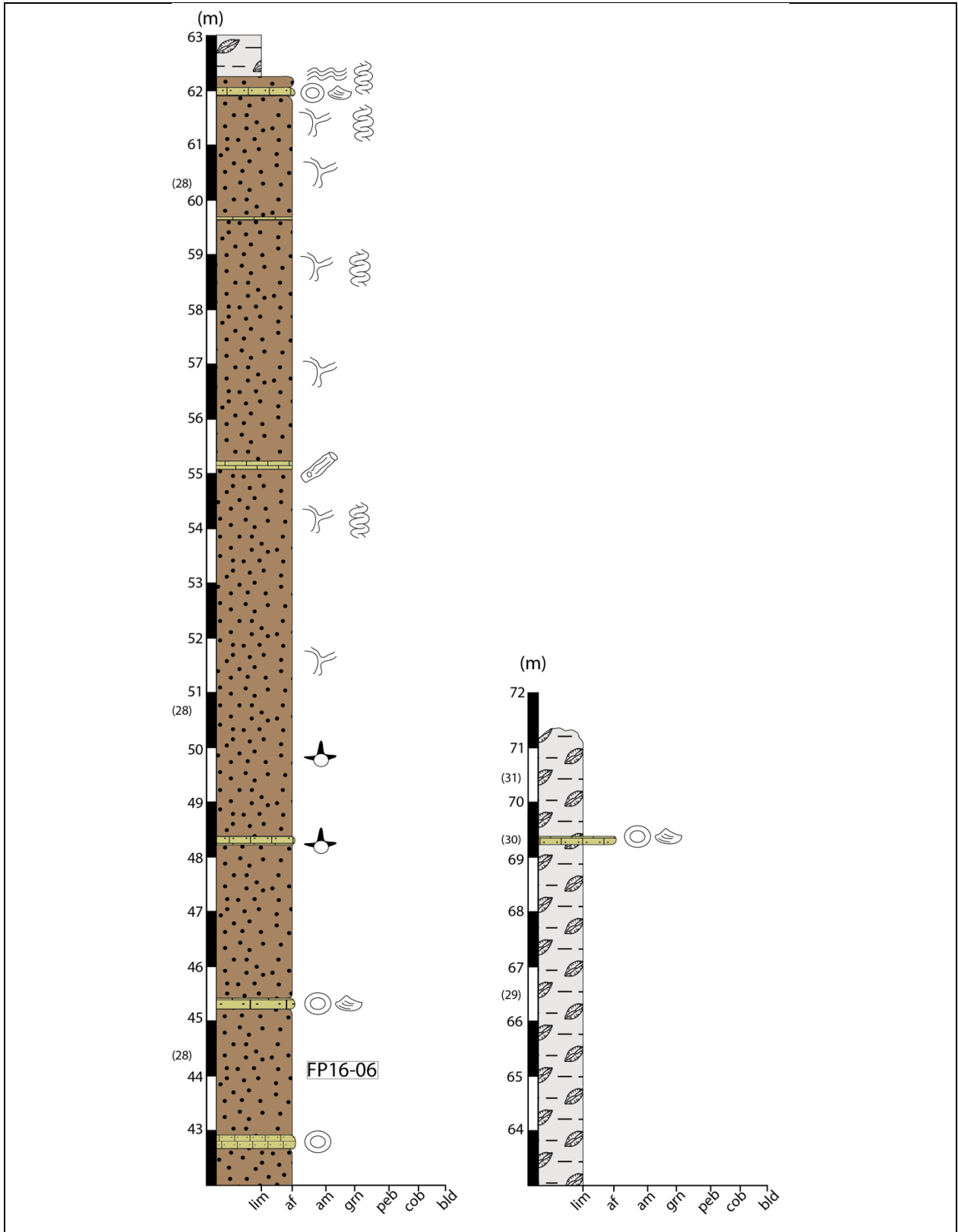


Figura 8.5: Continuación Sección estratigráfica 16RE-04 Tres Pirámides Oeste.

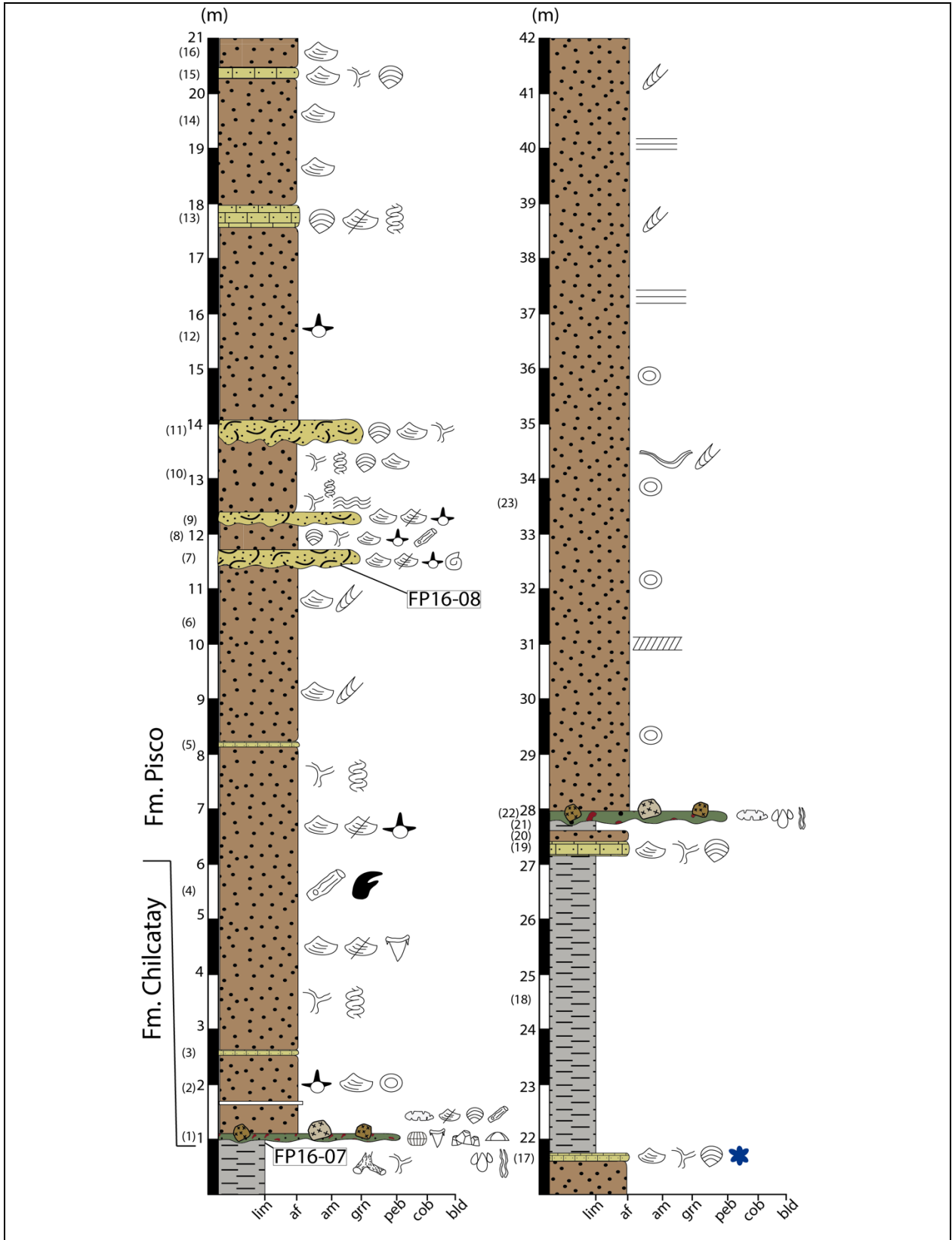


Figura 8.6: Sección estratigráfica 16RE-05 Buque.

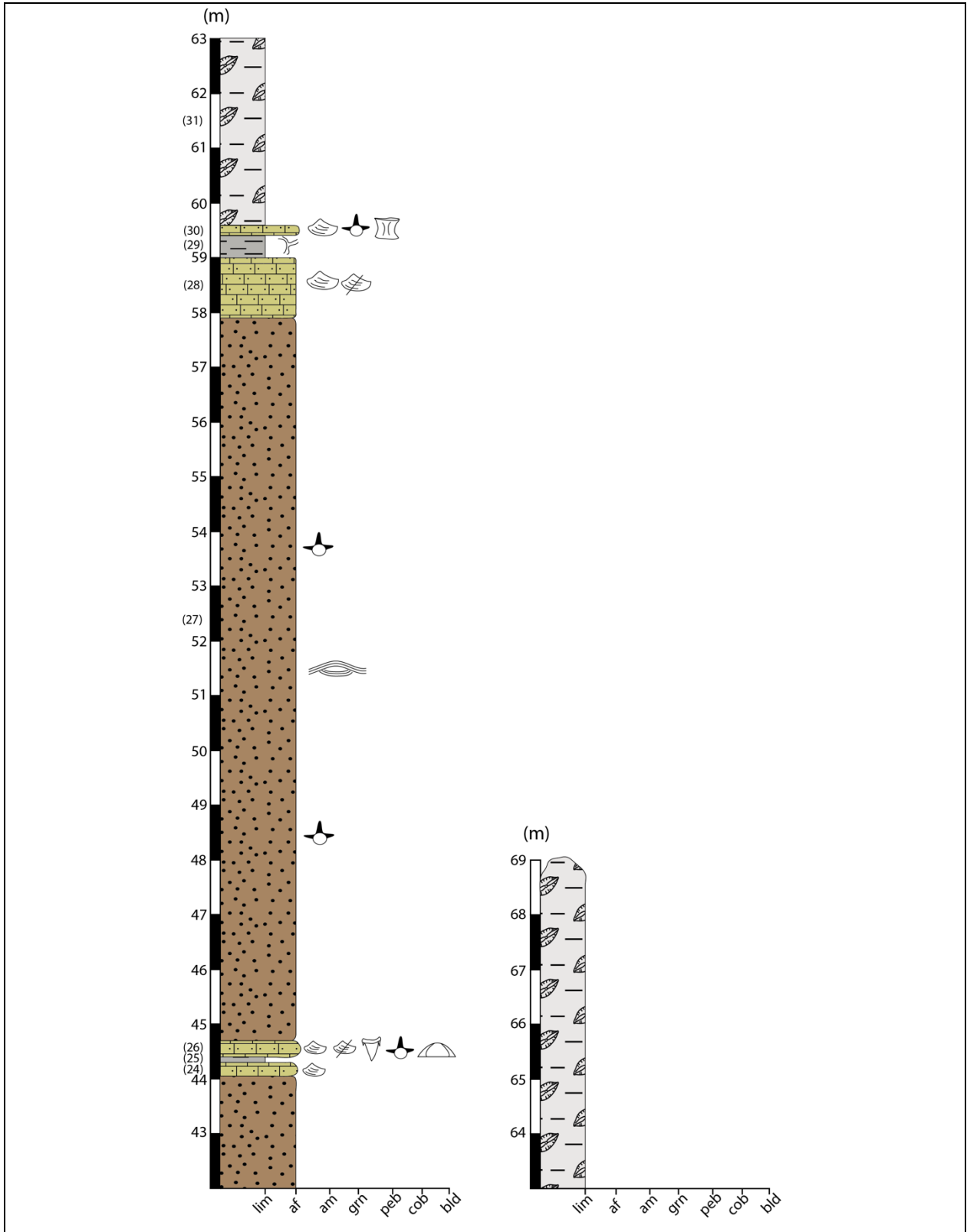


Figura 8.7: Continuación Sección estratigráfica 16RE-05 Buque.

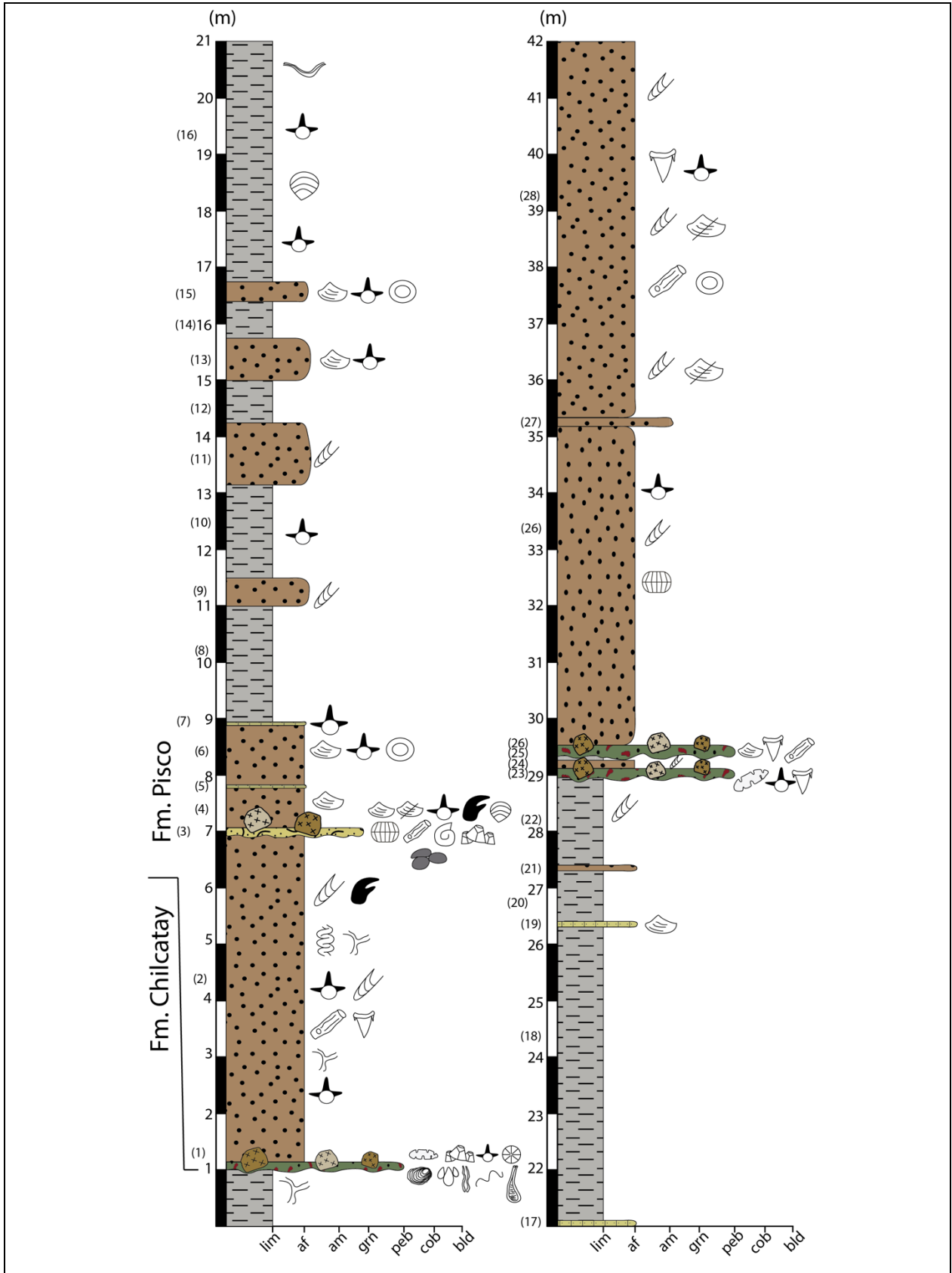


Figura 8.8: Sección estratigráfica 16RE-06 Yesera de Amara.

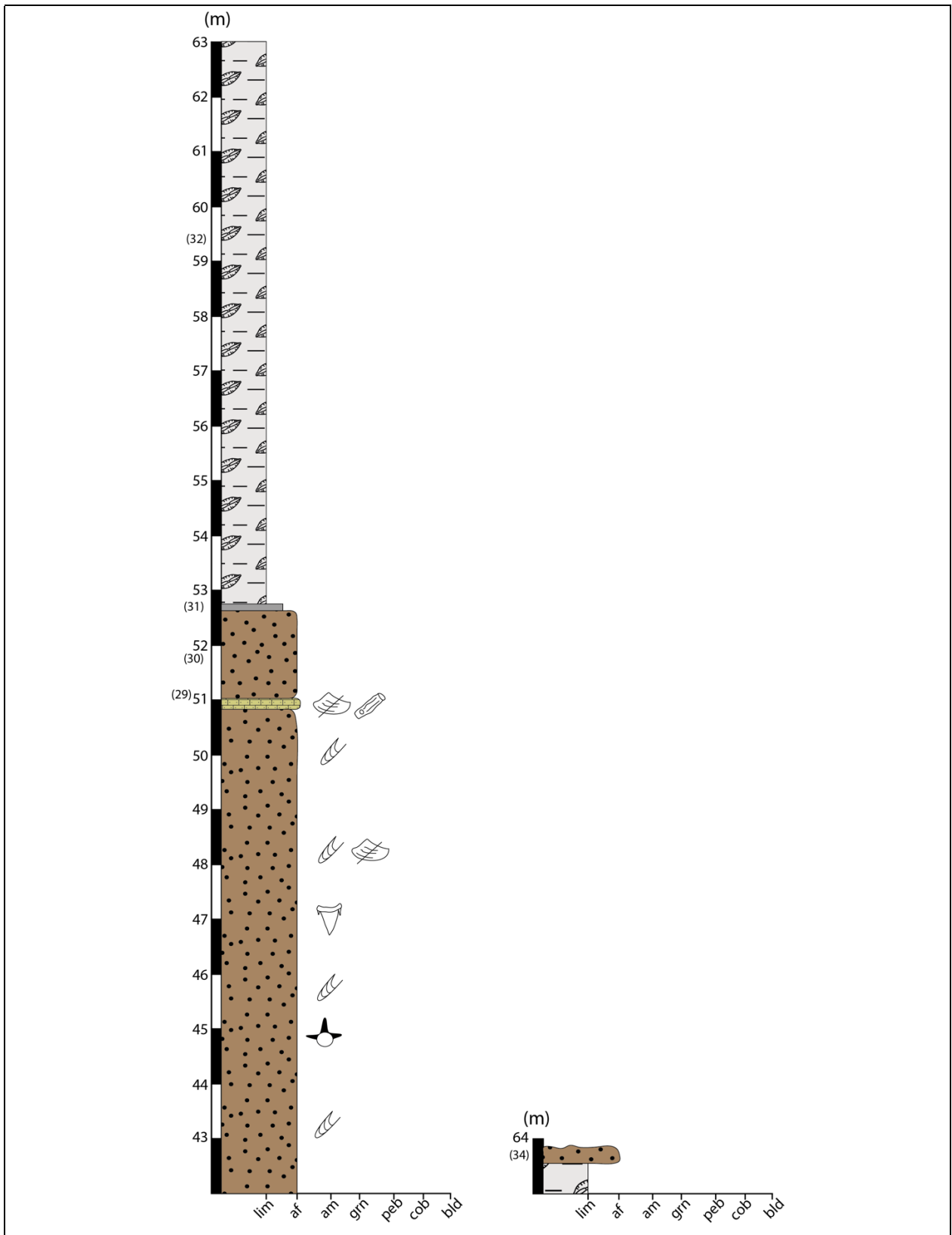


Figura 8.9: Continuación Sección estratigráfica 16RE-06 Yesera de Amara.

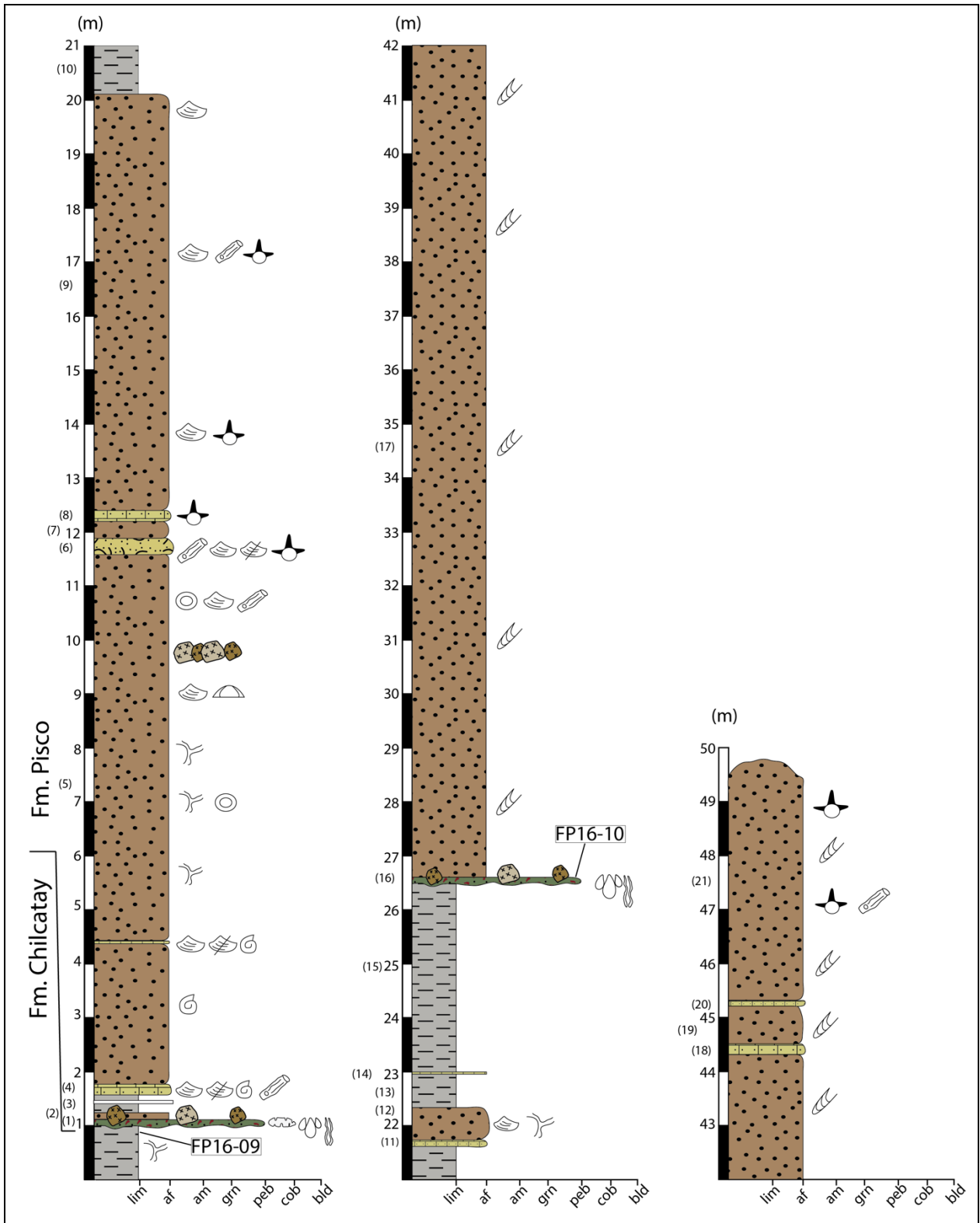


Figura 8.10: Sección estratigráfica 16RE-07 Submarino.

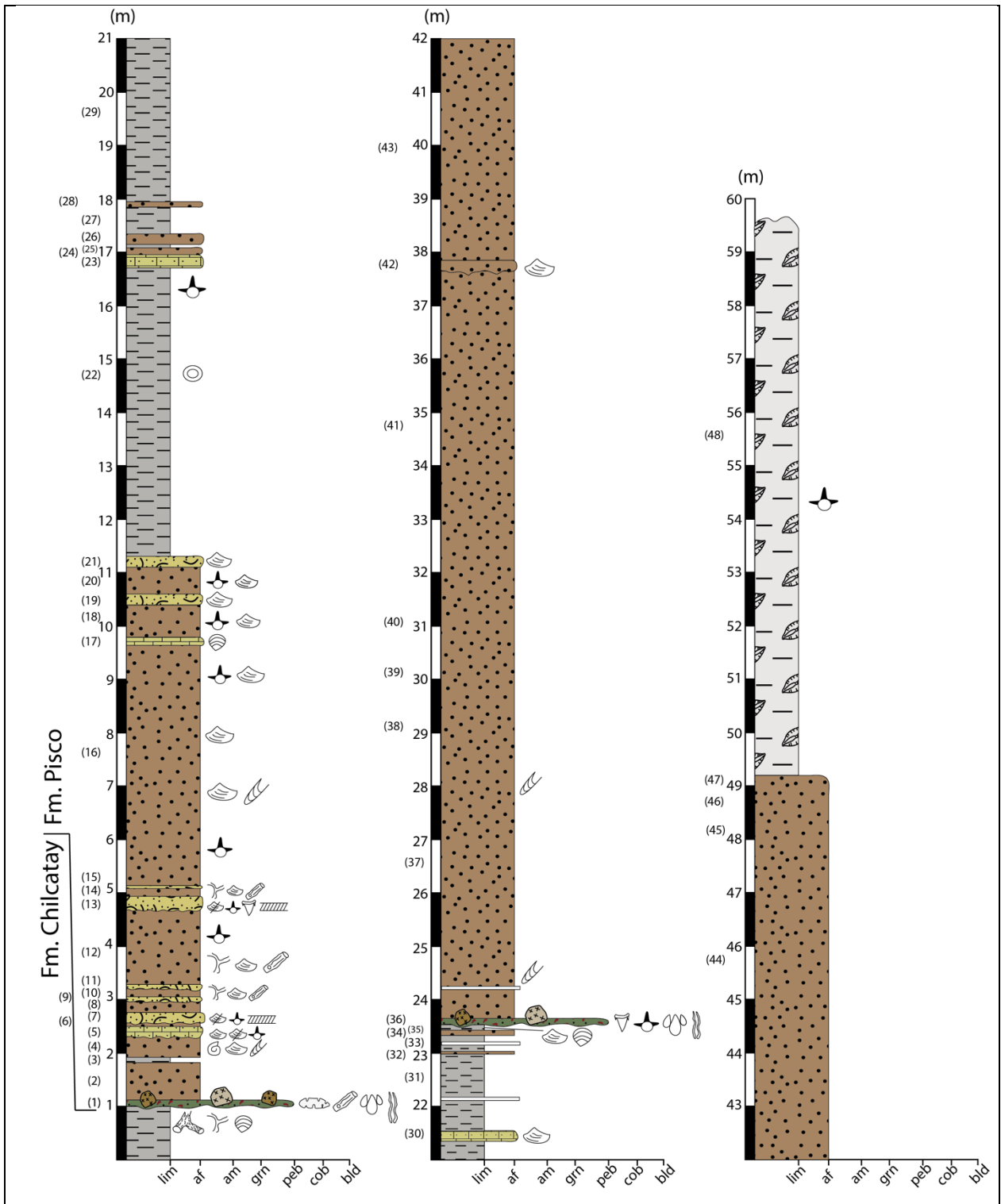


Figura 8.11: Sección estratigráfica 16RE-08 Tinajones.

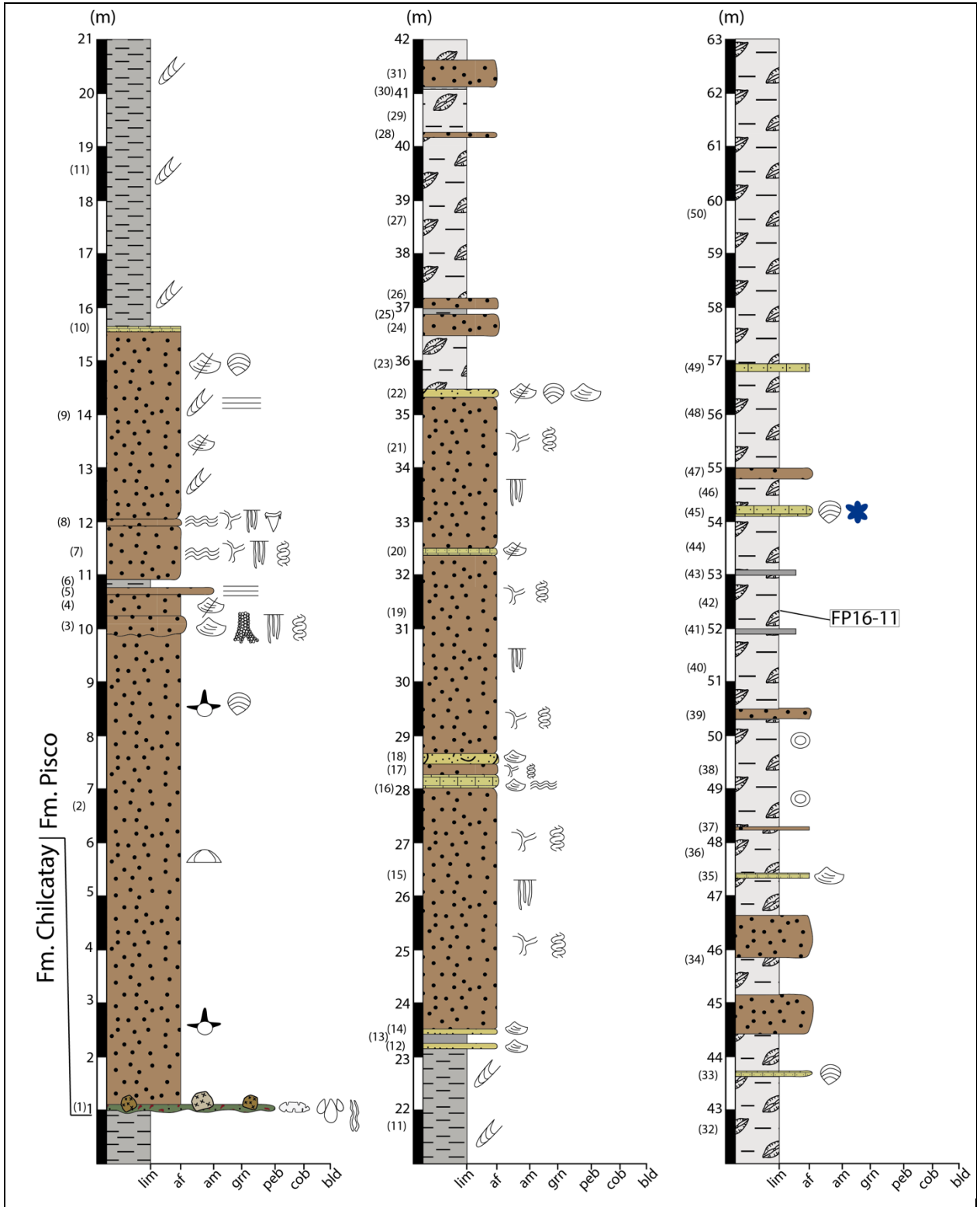


Figura 8.12: Sección estratigráfica 16RE-09 Zanjones.

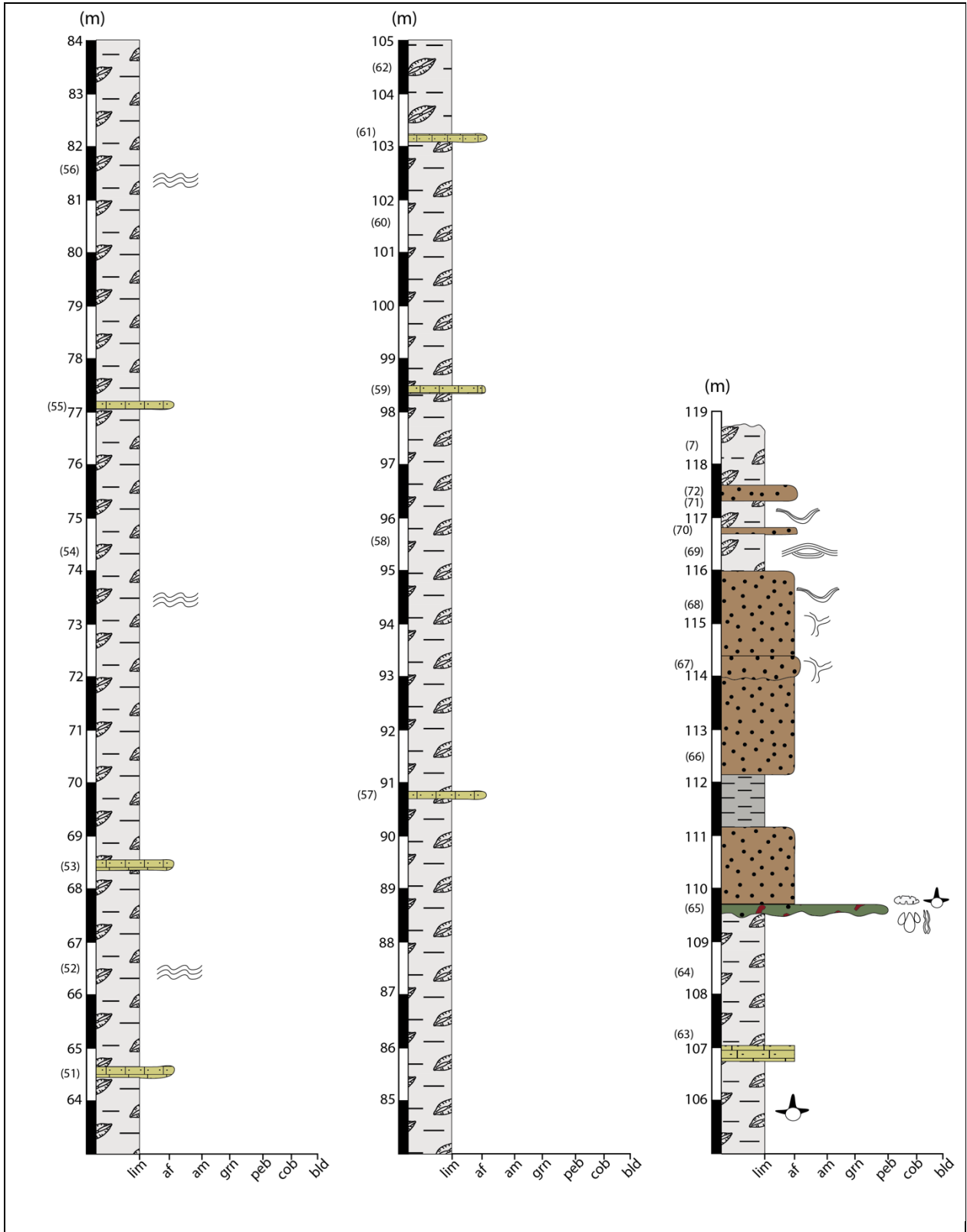


Figura 8.13: Continuación Sección estratigráfica 16RE-09 Zanjones.

8.2. Descripción Microscópica de Secciones Transparentes.

Tabla 8.1: Descripción microscópica corte transparente FP16-01.

Código de muestra		FP16-01		Ubicación		Cerro Tres Pirámides Sur		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		Matriz-soportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calcilutita		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clástica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	15%	7. Composicional (Folk, 1962):		Micrita		
		Matriz:	85%	8. Textural (Dunham, 1962):		Mudstone		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:		100%		Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	-	-	-	-	-	-
		Plagioclasas	80%	0,1-0,2	baja	Subangular-subredondeado	-	-
		Glauconita	-	-	-	-	-	-
		Opacos	3%	0.1	baja	Redondeados	-	-
Piroclastos	Esquirlas de vidrio	15%	0,1-0,2	-	-	-	-	
Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-	
	Oolitos	-	-	-	-	-	-	
	Pellets	-	-	-	-	-	-	
	Cortoides	-	-	-	-	-	-	
	Nódulos fosfáticos	-	-	-	-	-	-	
	Indeterminados	-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	-	
	Algas	-	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	2%	0,3 de largo	-	-	-	-	
	Balánidos	-	-	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.2: Descripción microscópica corte transparente FP16-02.

Código de muestra		FP16-02		Ubicación		Cerro Tres Pirámides Sur		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		Matriz-soportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calculutita		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clástica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	55%	7. Composicional (Folk, 1962):		Pell-micrita		
		Matriz:	45%	8. Textural (Dunham, 1962):		Mudstone impura		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	-	-	-	-	-	-
		Plagioclasas	25%	0,1-0,2	Baja	Subangular	-	-
		Clorita	-	-	-	-	-	-
		Opacos	-	-	-	-	-	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-
		Oolitos	-	-	-	-	-	-
Pellets		60%	0,05	Redondos	-	-	Dispersos la matriz	
Cortoides		-	-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		5%	0.2	Alta	Subredondeado	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	8%	3,5-14,0	-	-	-	Valvas sección longitudinal	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	-	
	Diatomeas	-	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	2%	0,4	-	-	-	-	
Balánidos	-	-	-	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.3: Descripción microscópica corte transparente FP16-03.

Código de muestra		FP16-03		Ubicación		Cerro Tinajones		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		-		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calclutita		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clastica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	20%	7. Composicional (Folk, 1962):		Pell-bio-micrita		
		Matriz:	80%	8. Textural (Dunham, 1962):		Mudstone		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	5%	-	-	-	-	-
		Plagioclasas	16%	0,05-0,1	Baja	Angular	-	-
		Yeso	10%	-	-	-	Rellenando bivalvos	-
		Opacos	15%	0,2-0,5	Baja	Muy angular	-	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-
		Oolitos	-	-	-	-	-	-
Pellets		25%	0,05	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		-	-	-	-	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	10%	1,5	-	-	-	-	
	Gasterópodos	4%	2,0	-	-	-	Seccion transversal	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	-	
	Diatomeas	-	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	15%	0,5-0,8	-	-	-	Triserial Relleno de sílice amorfo.	
	Balánidos	-	-	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.4: Descripción microscópica corte transparente FP16-04.

Código de muestra		FP16-04		Ubicación		Cerro Tres Pirámides Oeste		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		Matriz-soportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calculutita		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clástica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	20%	7. Composicional (Folk, 1962):		Micrita		
		Matriz:	80%	8. Textural (Dunham, 1962):		Mudstone		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	-	-	-	-	-	-
		Plagioclasas	10%	-	-	-	-	-
		Yeso	-	-	-	-	-	-
		Opacos	-	-	-	-	-	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	50%	0,1-0,2	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-
Oolitos		-	-	-	-	-	-	
Pellets		-	-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		-	-	-	-	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	-	
	Diatomeas	-	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	40%	2,0-3,0	-	-	-	-	
	Balánidos	-	-	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.5: Descripción microscópica corte transparente FP16-05.

Código de muestra		FP16-05		Ubicación		Cerro Tres Pirámides Oeste	
Características de las rocas				Clasificación			
1. Fábrica		Matrizsoportado		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Arena Media	
2. Selección		Pobre		6. Porcentaje de granos:		100%	
3. Textura		Clástica		Grava		3%	
				Arena		97%	
				Fango		-	
4. Composición porcentual		Granos:	20%	7. Composicional (Folk, 1962):		Arcosa lítica- fosfática	
		Matriz:	70%				
		Cemento:	10%				
8. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-
		Volcánicos	15%	1,4	Alta	Subangular-subredondeado	-
		Sedimentario	5%	1,0-3,0	Alta	Subredondeado	Limolita carbonática
	Monomineral	Cuarzo	15%	1,0-3,0	Baja	Subangular-redondeado	Algunos con embahiamiento
		Plagioclasas	40%	0,1-0,2 hasta 0,8	Baja	Angular-subredondeado	Maclas simple y zonación
		Glauconita	2%	0,1-0,2	Alta	Subredondeado	-
		Opacos	3%	0,1-0,3	Alta	Subangular-redondeado	Subredondeados pequeños
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-
Oolitos		-	-	-	-	-	
Pellets		-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		20%	0,2 hasta 4,0	Alta	Redondeado	Formas ovaladas	
Indeterminados		-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	
	Algas	-	-	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	
	Indeterminados	-	-	-	-	-	
9. Contacto entre granos:				10. Cemento:			
Flotante	X	Completo	-	Carbonático	-	Clorítico	-
Puntual	X	Saturado	-	Síliceo	X	Otro	-
Tangente	X	Otro	-	Hematítico	-	-	-

Tabla 8.6: Descripción microscópica corte transparente FP16-06.

Código de muestra		FP16-06		Ubicación		Cerro Tres Pirámides Oeste	
Características de las rocas				Clasificación			
1. Fábrica		Matrizsoportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Arena fina	
2. Selección		Buena		6. Porcentaje de granos:		100%	
3. Textura		Clástica		Grava		-	
				Arena		70%	
				Fango		30%	
4. Composición porcentual		Granos:	55%	7. Composicional (Folk, 1962):		Arcosa	
		Matriz:	-				
		Cemento:	45%				
8. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación
	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-
		Volcánicos	-	-	-	-	-
		Sedimentario	-	-	-	-	-
	Monomineral	Anfibol	5%	0,1-0,2	-	Subangular-redondeado	Extinción en ángulo y tonos verdes en LPP
		Plagioclasa	50%	0,1-0,2	Alta	Angular-subredondeado	Maclas y zonacion
		Biotita	15%	0,1-0,3 de largo	-	-	Tonos rojos y extinción paralela
		Opacos	30%	0,1-0,2	Alta	Subangular-redondeado	
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-
		Oolitos	-	-	-	-	-
Pellets		-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		-	-	-	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	2%	0,7	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	
	Indeterminados	-	-	-	-	-	
9. Contacto entre granos:				10. Cemento:			
Flotante	X	Completo	-	Carbonático	-	Clorítico	-
Puntual	X	Saturado	-	Síliceo	X	Otro	-
Tangente	X	Otro	-	Hematítico	-	-	-

Tabla 8.7: Descripción microscópica corte transparente FP16-07.

Código de muestra		FP16-07		Ubicación		Cerro Buque		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		Clasto-soportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calcarenita fina		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clástica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	40%	7. Composicional (Folk, 1962):		Biomicrita impura		
		Matriz:	60%	8. Textural (Dunham, 1962):		Packstone		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	10%	0,2-0,4				-
		Plagioclasas	15%	0,1-0,5	Baja	Subangular		Alt. levemente a sericita y maclas
		Clorita	1%	0,4 -0,6	Baja	Subredondeado		-
		Opacos	2%	0,1-0,3	Baja	Redondeado		-
Piroclastos	Esquirlas de vidrio	40%	0,1-0,3	-	-		Formas en "Y"	
Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-	
	Oolitos	-	-	-	-	-	-	
	Pellets	-	-	-	-	-	-	
	Cortoides	-	-	-	-	-	-	
	Nódulos fosfáticos	-	-	-	-	-	-	
	Indeterminados	-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	10%	3,0-4,0	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	-	
	Algas	-	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	2%	0,4-1,0 largo	-	-	-	Tipo uniserial	
	Balánidos	20%	2,5 -3,5 longitudinal	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Sílico	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.8: Descripción microscópica corte transparente FP16-08.

Código de muestra		FP16-08		Ubicación		Cerro Buque	
Características de las rocas				Clasificación			
1. Fábrica		Matriz-soportado		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calcirudita	
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%	
3. Textura		Detritica		Micrita		100%	
				Materia Orgánica		-	
4. Composición porcentual		Granos:	40%	7. Composicional (Folk, 1962):		Bio-micrita impura	
		Matriz:	20%	8. Textural (Dunham, 1962):		Wackstone	
		Cemento:	40%				
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-
		Volcánicos	-	-	-	-	-
		Sedimentario	-	-	-	-	-
	Monomineral	Cuarzo	3%	0,2-0,3	Alta	Redondeada	-
		Plagioclasas	20%	0,1-0,2	Baja	Subangular a redondeado	-
		Clorita	-	-	-	-	-
		Opacos	15%	0,1-0,2	Alta	Subangular-redondeado	-
Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-	
Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	
	Oolitos	2%	0,2	-	-	-	
	Pellets	-	-	-	-	-	
	Cortoides	-	-	-	-	-	
	Nódulos fosfáticos	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	10%	0,8 de largo en y 3,0-7,0 de ancho	-	-	Balvas articuladas, desarticuladas con ornamentación	
	Gasterópodos	36%	4,0-12	-	-	Sec. transversal y longitudinal	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	
	Briozoos	1%	2,0-3,0	-	-	-	
	Diatomeas	5%	0.1	-	-	-	
	Foraminíferos	8%	-	-	-	Uniserial y evoluta	
	Balánidos	5%	13,5 de largo	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:			
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-

Tabla 8.9: Descripción microscópica corte transparente FP16-09.

Código de muestra		FP16-09		Ubicación		Cerro Submarino		
Características de las rocas				Clasificación				
1. Fábrica		Matriz-soportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Calcilita impura		
2. Selección		Buena		6. Composición de la matriz		100%		
3. Textura		Clástica		Micrita		100%		
				Materia Orgánica		-		
4. Composición porcentual		Granos:	20%	7. Composicional (Folk, 1962):		Micrita impura		
		Matriz:	80%	8. Textural (Dunham, 1962):		Mudstone		
		Cemento:	-					
9. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-	
		Volcánicos	-	-	-	-	-	
		Sedimentario	-	-	-	-	-	
	Monomineral	Cuarzo	-	-	-	-	-	-
		Plagioclasas	45%	0,1-0,2	Baja	Subangular	-	-
		Clorita	-	-	-	-	-	-
		Opacos	-	-	-	-	-	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	50%	0,1-0,3	-	-	Formas en "Y"	
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-	-
		Oolitos	-	-	-	-	-	-
Pellets		-	-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		-	-	-	-	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	-	
	Diatomeas	5%	0,1	-	-	-	-	
	Foraminíferos	-	-	-	-	-	-	
	Balánidos	-	-	-	-	-	-	
10. Contacto entre granos:				11. Cemento:				
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	X	Clorítico	-	
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-	
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-	

Tabla 8.10: Descripción microscópica corte transparente FP16-10.

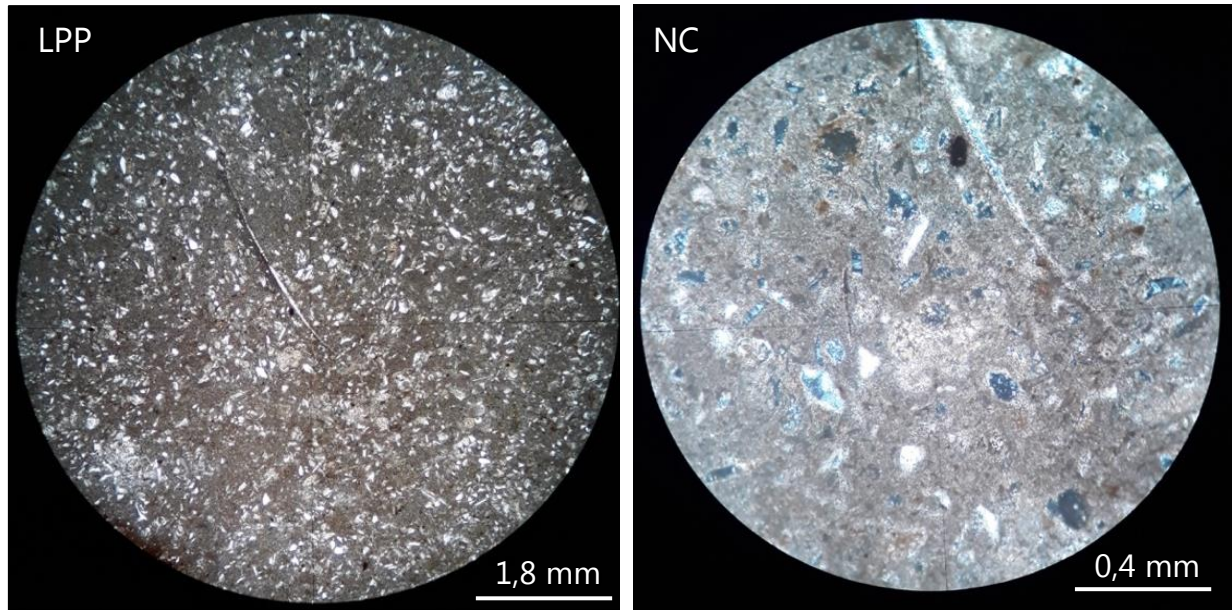
Código de muestra		FP16-10		Ubicación	Cerro Submarino		
Características de las rocas				Clasificación			
1. Fábrica		Clastosoportada		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Grava	
2. Selección		Moderadamente		6. Porcentaje de granos:			100%
3. Textura		Clástica		Grava			70%
				Arena			30%
				Fango			-
4. Composición porcentual		Granos:	70%	7. Composicional (Folk, 1962):		Conglomerado fosfático arenoso	
		Matriz:	15%				
		Cemento:	15%				
8. Composición de granos:		100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación	
Terrígenos	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-
		Volcánicos	8%	0,3-1,0	Baja	Subangular subredondeado	Andesita
		Sedimentario	40%	1,4-7,0	Baja	Subredondeado-muy redondeado	Cuarzoarenita limolita carbonática
	Monomineral	Cuarzo	10%	0,4-1,0	Alta	Subangular-redondeado	Algunos con embahiamiento
		Plagioclasas	15%	0,5-1,2	Alta	Subangular-redondeado	Alt. sericita levemente
		Glauconita	-	-	-	-	-
		Opacos	-	-	-	-	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-
		Intraclastos	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Oolitos	-	-	-	-	-
Pellets		-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		25%	0,2- 0,6 hasta 3,5 y 7	Alta	Subredondeado-muy redondeado	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	1%	1,8 de largo y 0,3 de ancho	-	-	Alteración leve a fosfato	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	
	Algas	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	0,5	-	-	-	Fragmentado	
Balánidos	0,5	1,7 largo 1,14 de ancho	-	-	Placa basal fosfatada		
9. Contacto entre granos:				10. Cemento:			
Flotante	X	Completo	X	Carbonático	X	Clorítico	-
Puntual	X	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	X
Tangente	X	Otro	-	Hematítico	-	Fosfático	

Tabla 8.11: Descripción microscópica corte transparente FP16-11.

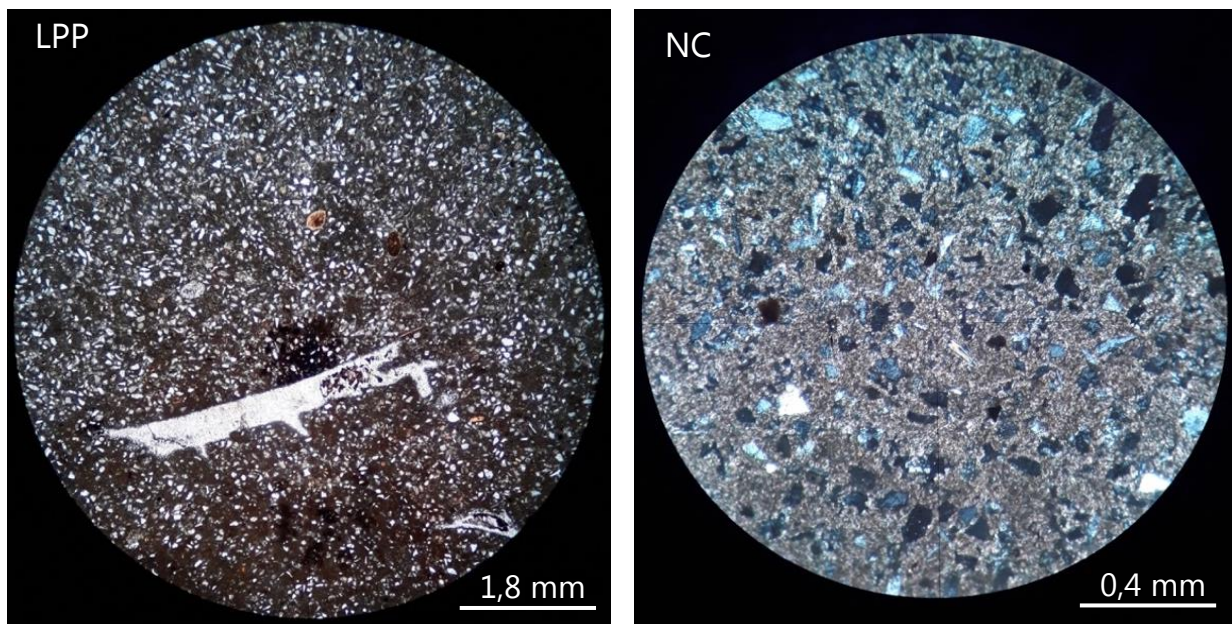
Código de muestra		FP16-11		Ubicación		Cerro Tinajones	
Características de las rocas				Clasificación			
1. Fábrica		Matrizsoportado		5. Tamaño de grano (Wentworth, 1922):		Limo	
2. Selección		-		6. Porcentaje de granos:		100%	
3. Textura		Clástica		Grava		-	
				Arena		12%	
				Fango		88%	
4. Composición porcentual		Granos:	10%	7. Composicional (Folk, 1962):		Limolita arenosa	
		Matriz:	90%				
		Cemento:	-				
8. Composición de granos:			100%	Diámetro moda (mm)	Esfericidad	Redondez	Observación
	Líticos	Ígneo	-	-	-	-	-
		Volcánicos	-	-	-	-	-
		Sedimentario	-	-	-	-	-
	Monomineral	Cuarzo	13%	0,2	Alta	Subangular-redondeado	-
		Plagioclasa	60%	0,1-0,2	Baja	Angular-subredondeado	Cristales alargados y presentan zonación
		Glauconita	-	-	-	-	-
		Opacos	25%	0,1	Alta	Angular-subredondeado	-
	Piroclastos	Esquirlas de vidrio	-	-	-	-	-
	Aloquímicos no esqueletales	Intraclastos	-	-	-	-	-
		Oolitos	-	-	-	-	-
Pellets		-	-	-	-	-	
Cortoides		-	-	-	-	-	
Nódulos fosfáticos		-	-	-	-	-	
Indeterminados		-	-	-	-	-	
Aloquímicos esqueletales	Bivalvos	-	-	-	-	-	
	Gasterópodos	-	-	-	-	-	
	Braquiópodos	-	-	-	-	-	
	Equinodermos	-	-	-	-	-	
	Foraminíferos	2%	0,7	-	-	-	
	Briozoos	-	-	-	-	-	
	Indeterminados	-	-	-	-	-	
9. Contacto entre granos:				10. Cemento:			
Flotante	-	Completo	-	Carbonático	-	Clorítico	-
Puntual	-	Saturado	-	Síliceo	-	Otro	-
Tangente	-	Otro	-	Hematítico	-	-	-

8.3. Microfotografía de Sección Transparente

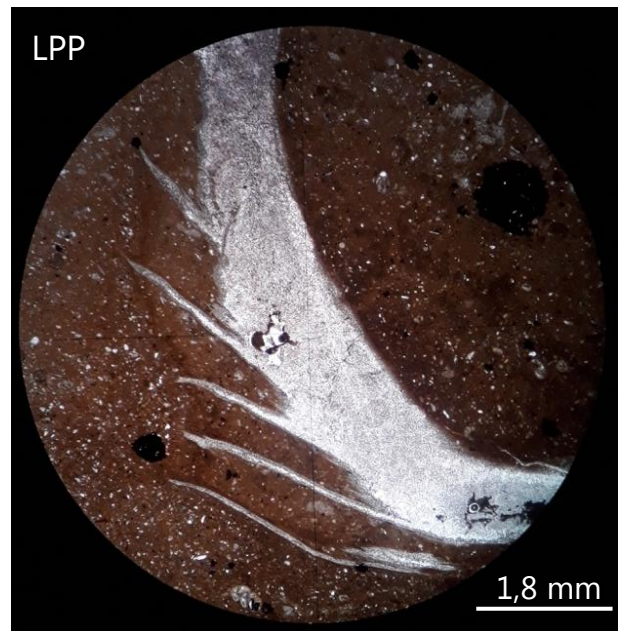
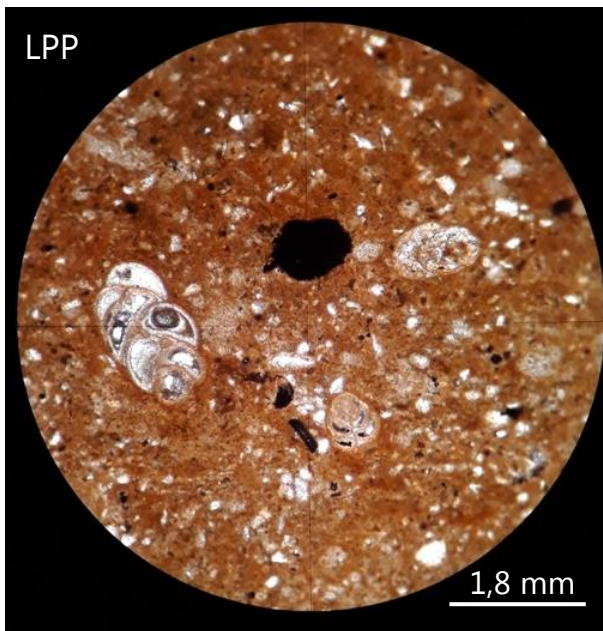
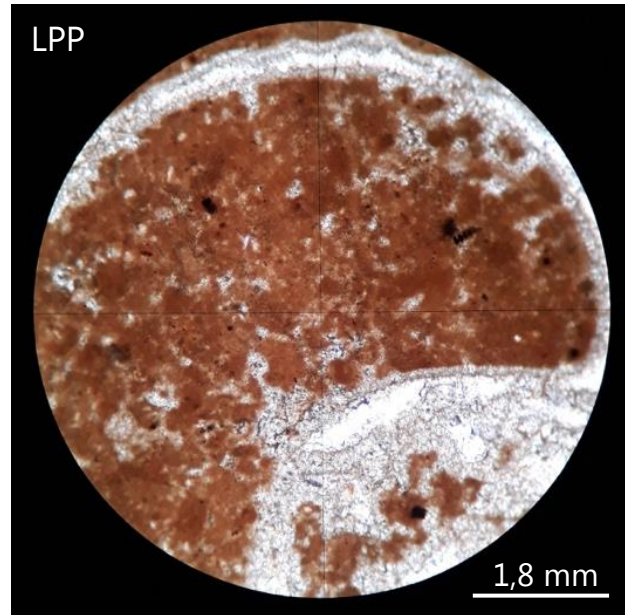
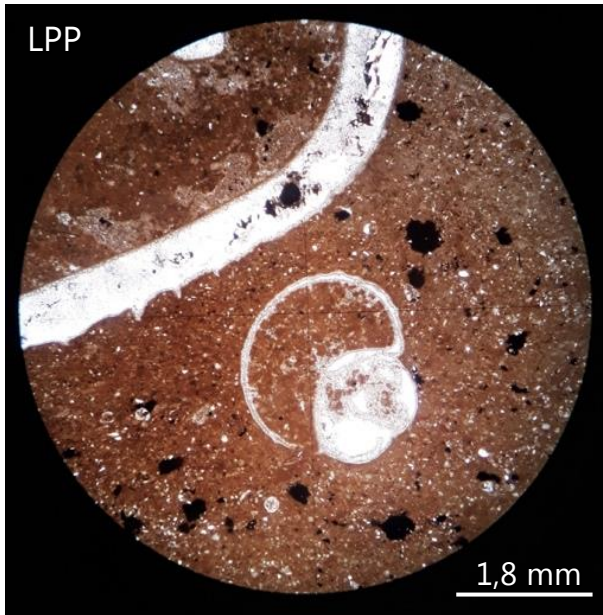
Fotomicrografía 8.1: Corte transparente FP16-01.



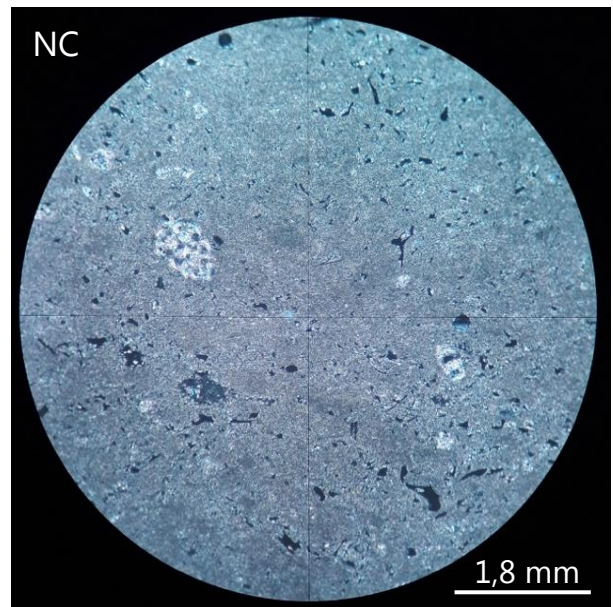
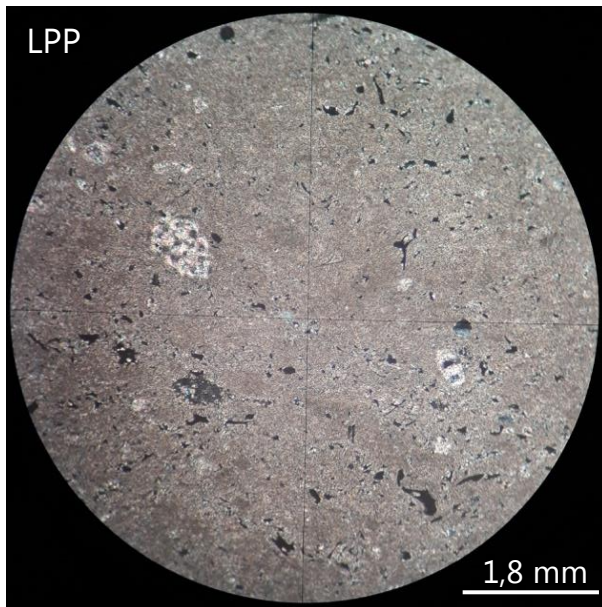
Fotomicrografía 8.2: Corte transparente FP16-02.



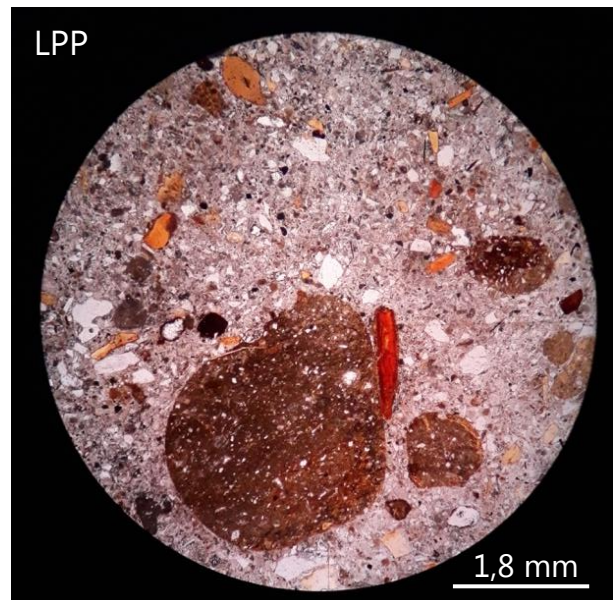
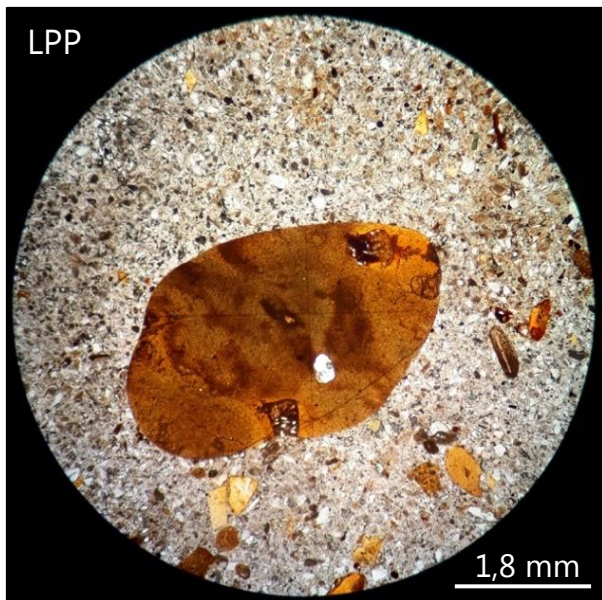
Fotomicrografia 8.3: Corte transparente FP16-03.



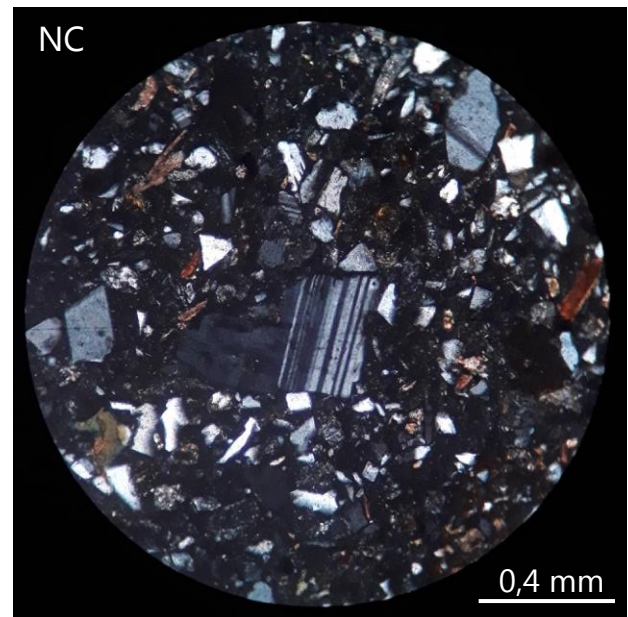
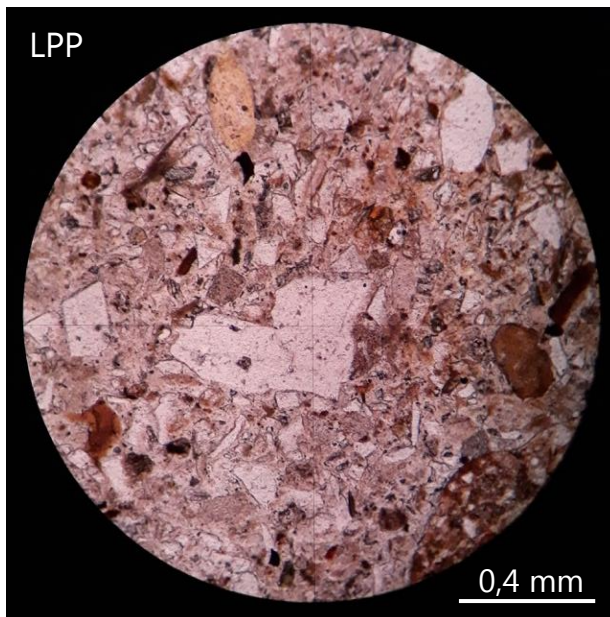
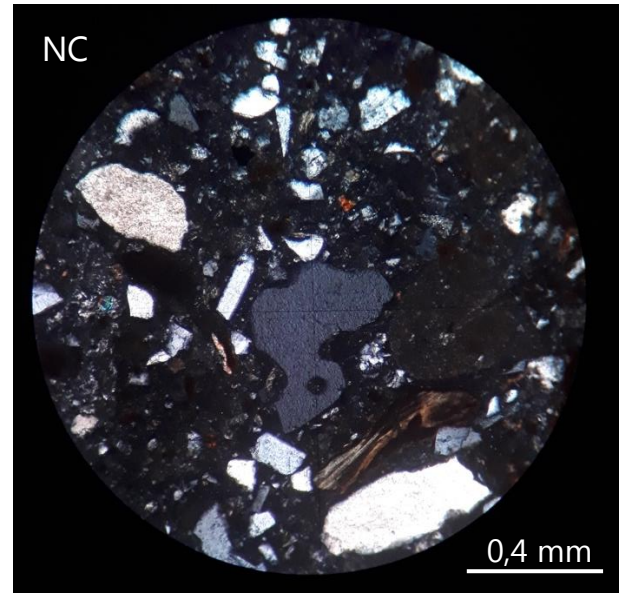
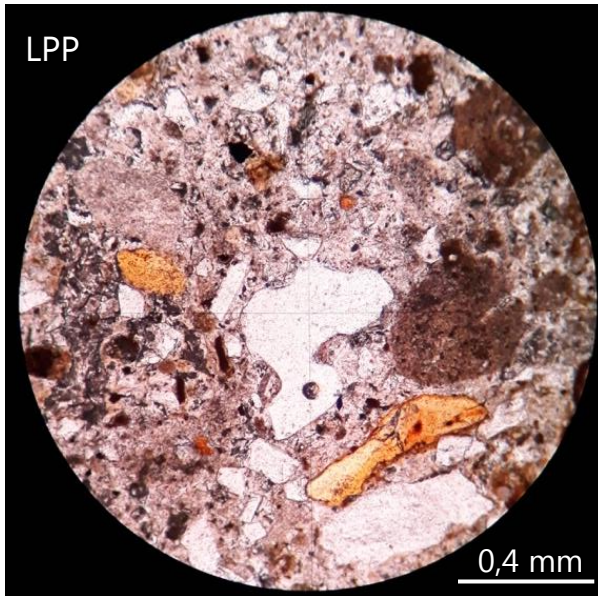
Fotomicrografia 8.4: Corte transparente FP16-04.



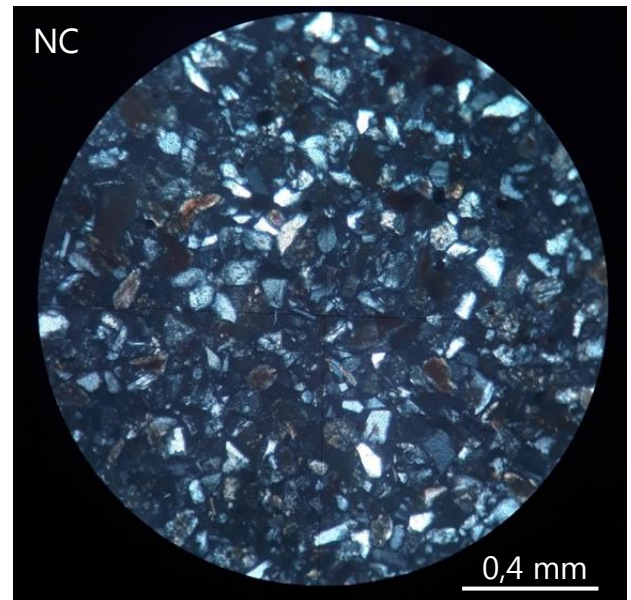
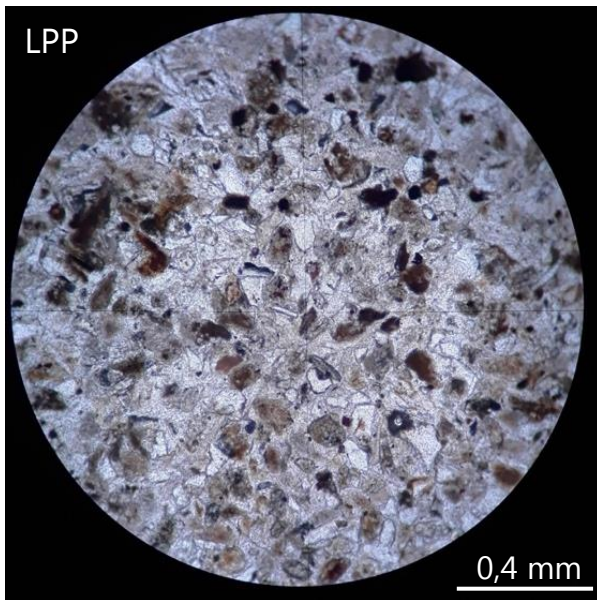
Fotomicrografia 8.5: Corte transparente FP16-05.



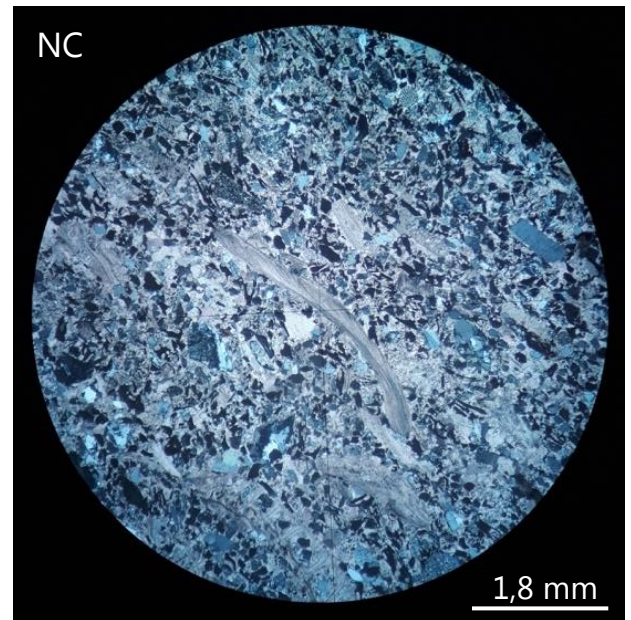
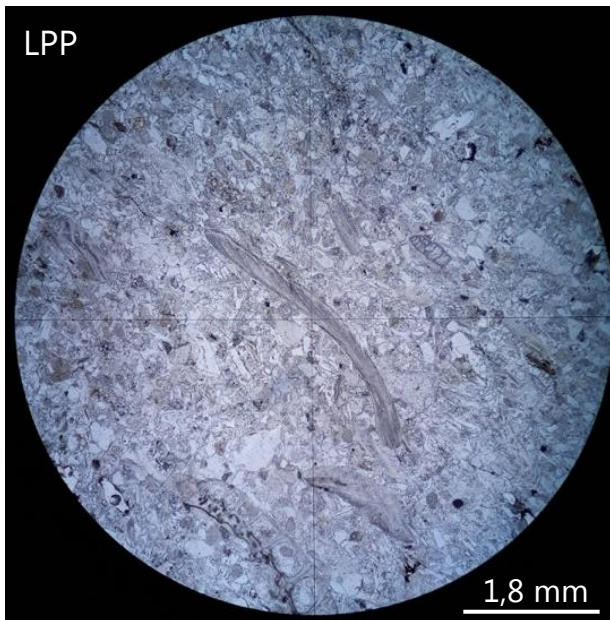
Fotomicrografía 8.6: Continuación corte transparente FP16-05.



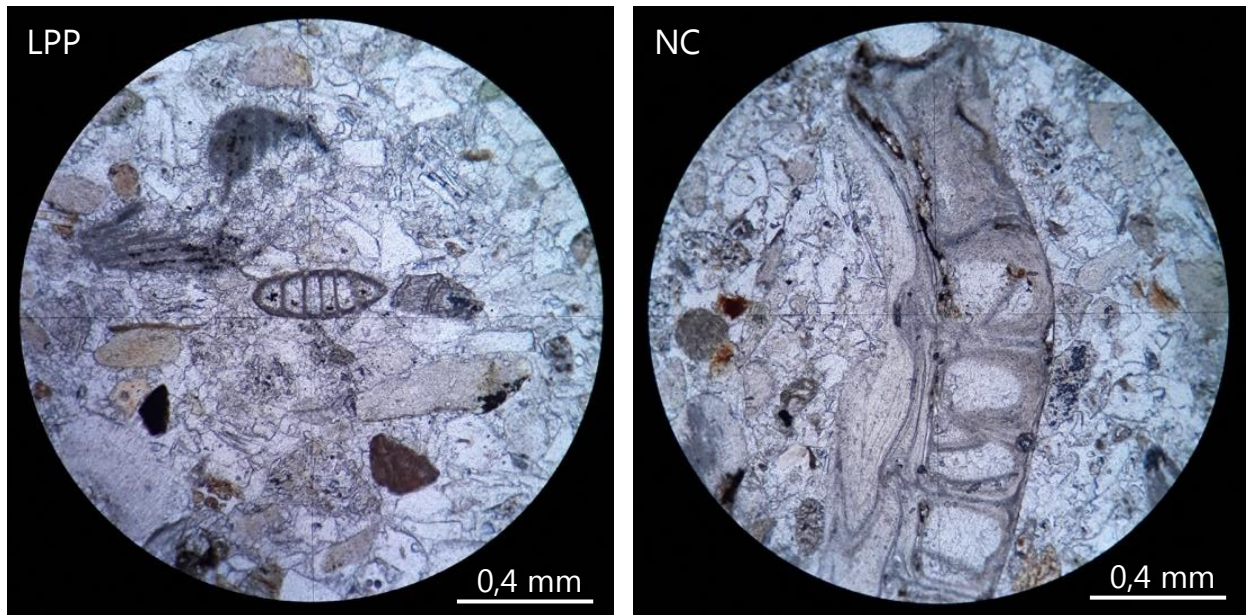
Fotomicrografía 8.7: Corte transparente FP16-06.



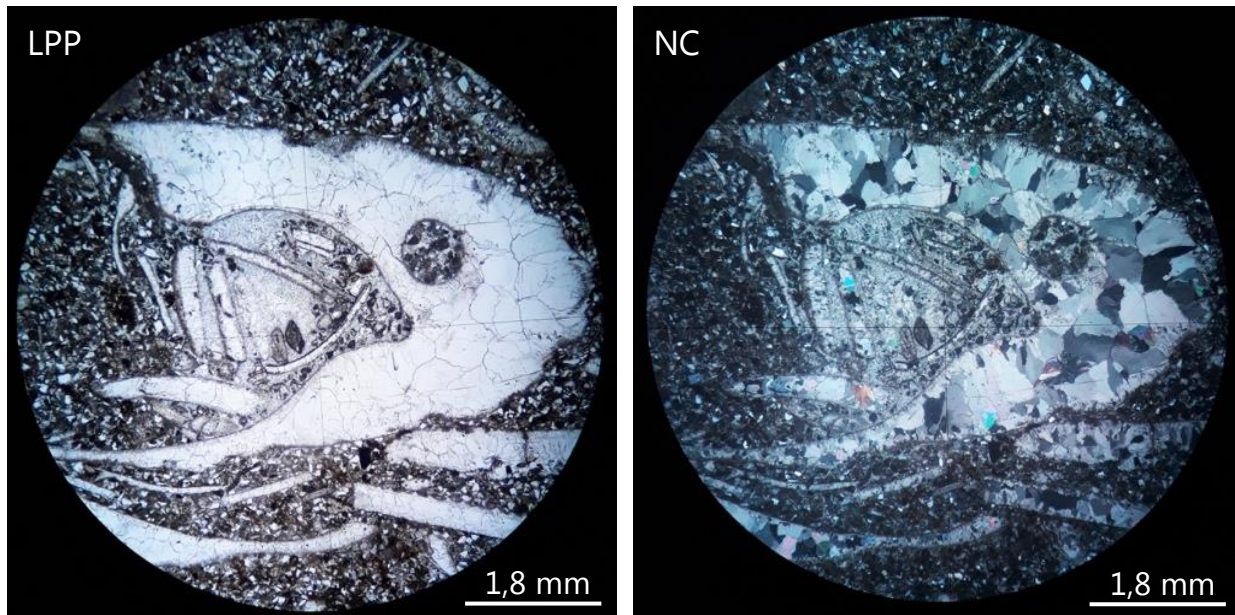
Fotomicrografía 8.8: Corte transparente FP16-07.



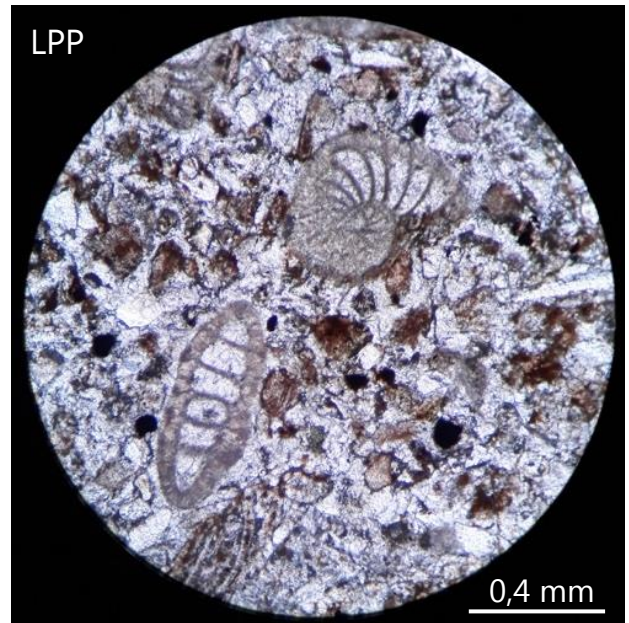
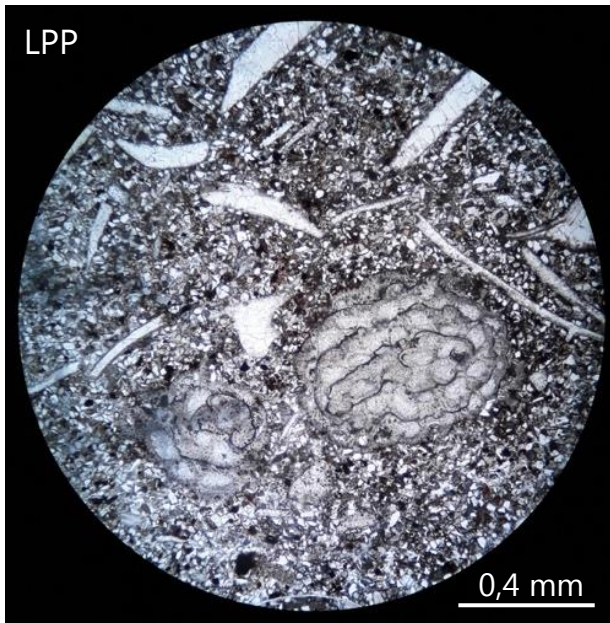
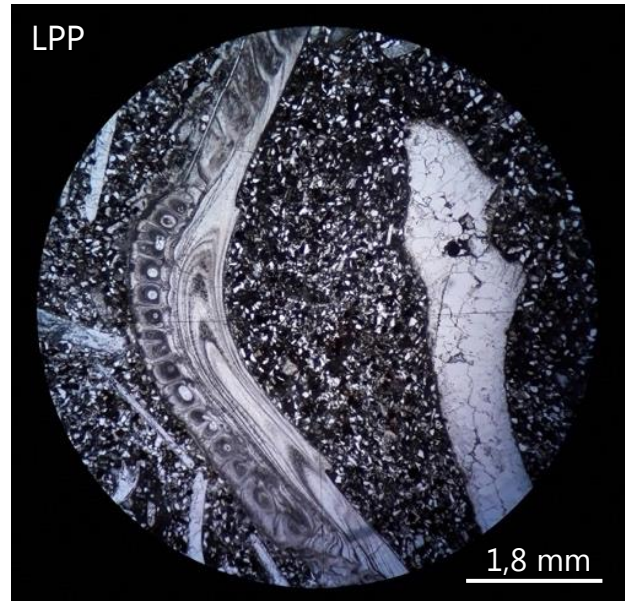
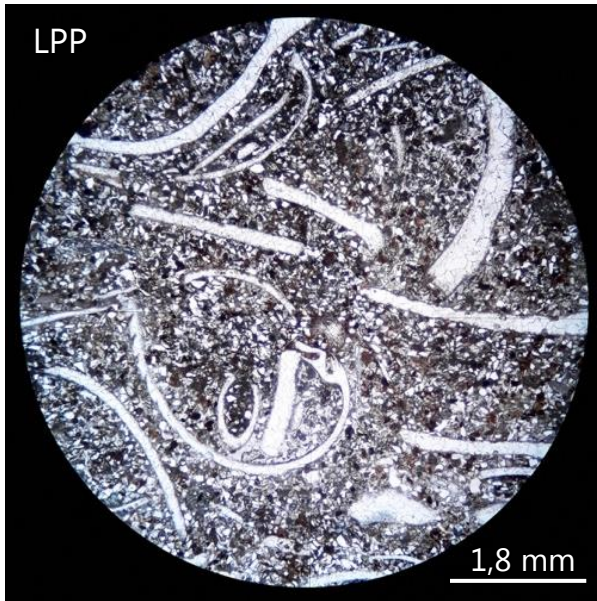
Fotomicrografía 8.9: Continuación corte transparente FP16-07.



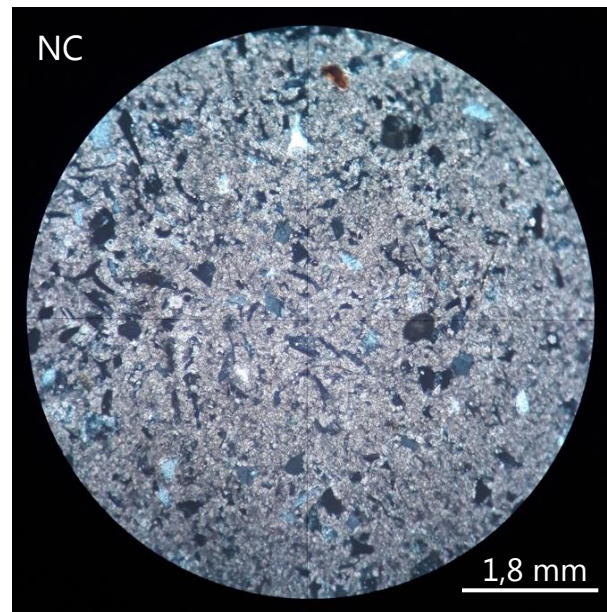
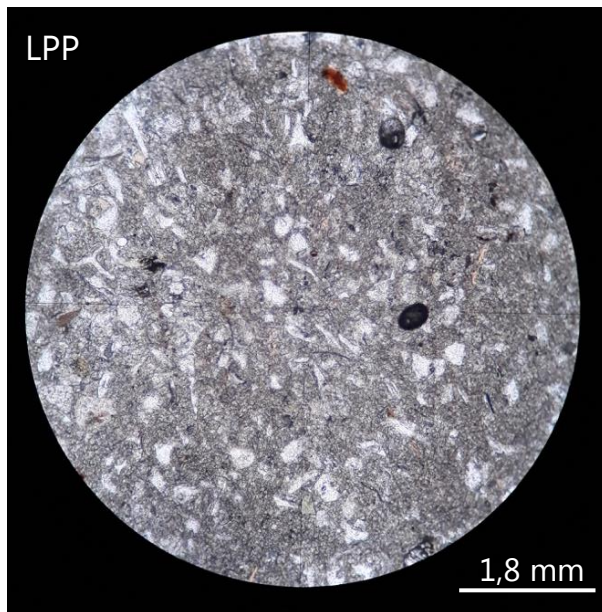
Fotomicrografía 8.10: Corte transparente FP16-08.



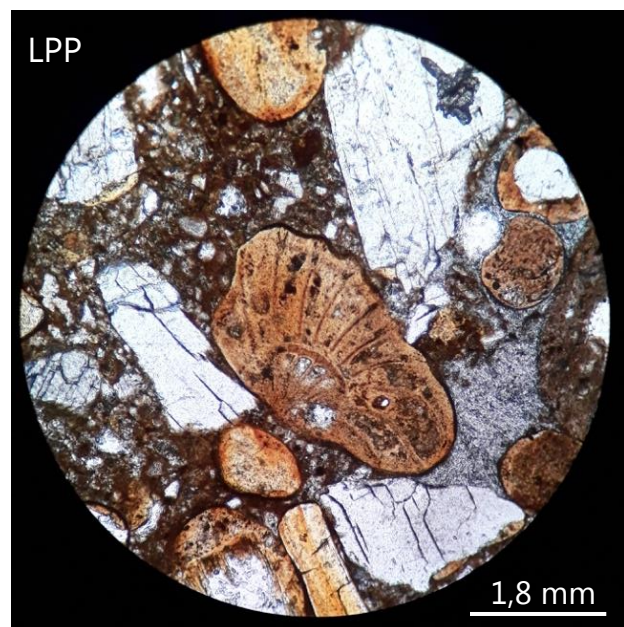
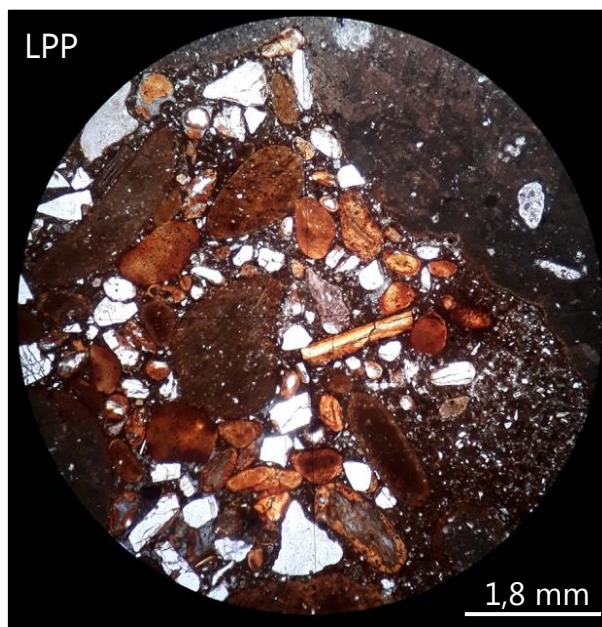
Fotomicrografía 8.11: Continuación corte transparente FP16-08.



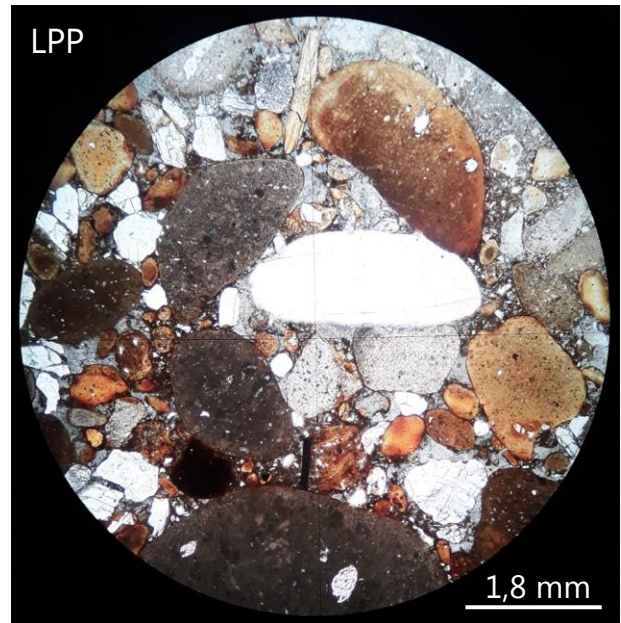
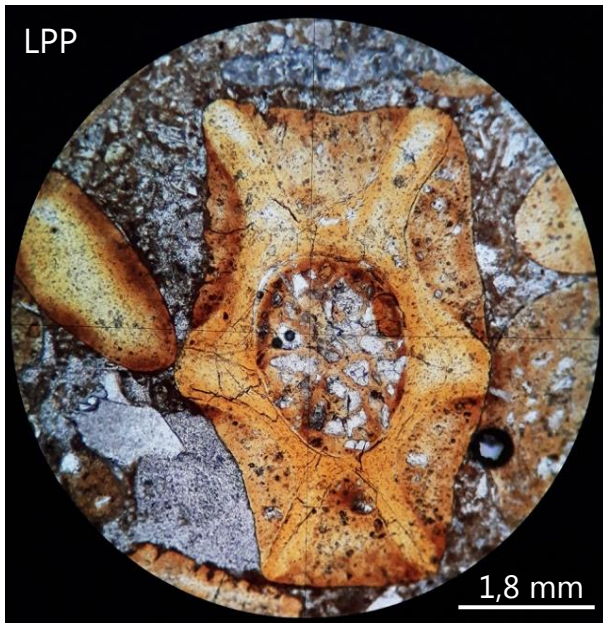
Fotomicrografia 8.12: Corte trasparente FP16-09.



Fotomicrografia 8.13: Corte trasparente FP16-10.



Fotomicrografía 8.14: Continuación corte transparente FP16-10.



Fotomicrografía 8.15: Corte transparente FP16-11.

